

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ELEKTRİK VE ELEKTROMANYETİK YÖNTEMLERLE BULDAN (DENİZLİ)
HORST SİSTEMİ İÇERİSİNDEKİ JEOTERMAL ALANLARIN MODELLENMESİ**

Olca ÇAKMAK

**Danışman
Doç. Dr. Osman UYANIK**

**DOKTORA TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2022**



© 2022 [Olcaý ÇAKMAK]

İÇİNDEKİLER

Sayfa

İÇİNDEKİLER	i
ÖZET	ii
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ	v
ÇİZELGELER DİZİNİ	x
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	xi
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ÖZETLERİ	9
3. ARAZİ ÇALIŞMALARI VE KULLANILAN YÖNTEMLER.....	19
3.1 Kullanılan Yöntemlerde Ters ve Düz Çözüm Teknikleri.....	19
3.2. Manyetotellürik Yöntem	25
3.1.1. MT yönteminde kaynak.	26
3.1.2. Maxwell Denklemleri	27
3.1.3. Yarı sonsuz ve tekdüze ortamlarda elektromanyetik indüksiyon	29
3.1.4. 2B ve 3B ortamlarda elektromanyetik yayılım.....	32
3.2. Elektrik Özdirenç Yöntemi.....	42
3.3. Uzamsal Özilişki (SPAC) Yöntemi.....	48
3.3.1. Spektral dönüşüm teknikleri	54
4. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	58
4.1. Batı Anadolu'nun Tektoniği ve Jeolojisi	58
4.1.1. Anadolu'nun genel tektoniği.....	58
4.1.2. Batı Anadolu'nun genel jeolojisi	61
4.1.3. Çalışma Alanı ve Civarının Jeolojisi ve Stratigrafisi.....	63
4.2. Elektrik Özdirenç Çalışmaları ve Değerlendirmeleri.....	69
4.3. MT Çalışmaları.....	103
4.3.1. MT verilerine uygulanan düzeltme ve veri işlemler	104
4.3.2. MT verilerinin 1B değerlendirilmesi.....	119
4.3.3. MT verilerinin 2B değerlendirmeleri.....	126
4.3. SPAC Çalışmaları.....	145
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	157
KAYNAKLAR	168
EKLER.....	191
EK-A Ölçülen ve EÖT Sonucu Elde Edilen Özdirenç Eğrileri.....	192
EK-B MT Ters Çözümü Sonucu Elde Edilen Eğriler	210
EK-C SPAC Çalışmaları Sonucu Elde Edilen Eğriler	221
ÖZGEÇMİŞ	228

ÖZET

Doktora Tezi

ELEKTRİK VE ELEKTROMANYETİK YÖNTEMLERLE BULDAN (DENİZLİ) HORST SİSTEMİ İÇERİSİNDEKİ JEOTERMAL ALANLARIN MODELLENMESİ

Olca ÇAKMAK

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Osman UYANIK

Dünyanın sürekli artan nüfusuna paralel olarak enerji ihtiyacı da günden güne artmaktadır. Petrol, kömür ve doğal gaz gibi fosil enerji kaynaklarının hızla tükenmesi, ülkeleri yenilenebilir enerji kaynaklarını aramaya ve kullanmaya itmektedir. Jeotermal enerji, yenilenebilir enerji kaynakları içerisinde temiz, kullanışlı ve verimli olması sebebiyle oldukça ilgi çekici ve önemli bir hale gelmektedir. Bu kapsamda, yer içinin yapısı jeofizik yöntemlerle yeryüzünden ölçülen verilerle ortaya çıkarılabilir. Jeotermal akışkanların hareketleri, yer içinde ölçülebilir çeşitli fiziksel parametrelerin değişmesine neden olur. Bu değişimin en çok görüldüğü öz direnç parametresi jeofiziğin “Elektrik ve Elektromanyetik” yöntemleriyle araştırılır.

Bu çalışmada, Türkiye’nin ilk ve en çok tanınan jeotermal sahası olan Kızıldere jeotermal sahasının bir kısmı ve bu sahanın kuzeyinde yer alan Buldan jeotermal sahası jeofizik yöntemlerle araştırılmıştır. Araştırma alanı içerisinde 500 m kare aralıkları ile toplamda 168 Manyetotellürik (MT) ölçüsü gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, belirlenen 19 profil üzerinde toplam 198 noktada AB/2 en az 3000 m olacak şekilde Düşey Elektrik Sondajı (DES) verileri toplanmıştır. Ayrıca, belirlenen 2 adet DES profili üzerinde $r=75$ m ve $r=750$ m olacak şekilde 16 noktada SPAC (Spatial Autocorrelation) ölçüleri toplanmıştır. Toplanan veriler, bir, iki ve üç boyutlu modelleme yöntemleriyle ayrı ayrı değerlendirilerek birlikte yorumlanmıştır. Böylece, jeotermal akışkanın bulunabileceği muhtemel bölgeler tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Jeotermal, Elektrik ve Elektromanyetik yöntem, Manyetotellürik, Uzamsal özilişki, SPAC, Modelleme

2022, 228 sayfa

ABSTRACT

PHD Thesis

MODELING OF GEOTHERMAL FIELDS IN THE BULDAN (DENİZLİ) HORST SYSTEM WITH ELECTRIC AND ELECTROMAGNETIC METHODS

Olca ÇAKMAK

**Süleyman Demirel University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering**

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Osman UYANIK

In parallel with the ever-increasing population of the world, the need for energy is increasing day by day. The rapid depletion of fossil energy sources such as oil, coal and natural gas pushes countries to seek and use renewable energy sources. Geothermal energy is becoming very interesting and important because it is clean, useful and efficient among renewable energy sources. In this context, the structure of the earth's inside can be revealed with data measured from the earth by geophysical methods. Movements of geothermal fluids cause changes in various measurable physical parameters within the ground. The resistivity parameter, where this change is seen most, is investigated by the "Electric and Electromagnetic" methods of geophysics.

In this study, a part of Kızıldere geothermal field, which is Turkey's first and most well-known geothermal field, and Buldan geothermal field located in the north of this field were investigated by geophysical methods. A total of 168 Magnetotelluric (MT) measurements were carried out with 500 m grid intervals in the research area. In addition, Vertical Electric Drilling (DES) data were collected at a total of 198 points on 19 profiles, with AB/2 at a distance of at least 3000 m. In addition, SPAC (Spatial Autocorrelation) measurements were collected at 16 points with $r=75$ m and $r=750$ m on 2 DES profiles. The collected data were evaluated separately with one, two and three dimensional modeling methods and interpreted together. Thus, possible regions where the geothermal fluid can be found have been determined.

Keywords: Geothermal, Electrical and Electromagnetics Methods, Magnetotelluric, Spatial Autocorrelation, SPAC, Modelling.

2022, 228 pages

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam sırasında bilgi ve tecrübelerini benden esirgemeyen, her aşamada destek olan, bana katlanan ve hiçbir zaman kırmayan, yapıcı katkı ve eleştirileri ile teze yön veren ve tezi sonuçlandıran değerli hocam Sayın Doç. Dr. Osman UYANIK'a teşekkür ederim.

Bu çalışmayı finansal olarak destekleyen Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi Başkanlığı'na (Proje No: 4783-D2-16) teşekkür ederim. Karşılıklı protokolümüz ile arazide toplanan verileri akademik olarak kullanılmasına izin veren Göltaş Enerji AŞ'ye ve arazi çalışmalarına öncülük eden, başlatan Prof. Dr. A. Ergün TÜRKER'e teşekkür ederim. Arazi çalışmaları esnasında ve sonrasında jeoloji bilgilerini esirgemeyen, destek olan çok sevdiğim Prof. Dr. Mustafa BOZCU 'ya teşekkür ederim.

Tez çalışmam esnasında her zaman yanımda olan ve desteğini esirgemeyen sevgili eşim Aysun ÇAKMAK'a teşekkür ederim.

Ne zaman umutsuzluğa kapılsam her zaman bana destek olan değerli Prof. Dr. Çağlayan BALKAYA'ya teşekkür ederim. Bilgi ve tecrübelerini saklamayan, hiçbir sorumu karşılıksız bırakmayan, cevaplarıyla daha fazla soru sormama sebep olan, "bilginin saklanması değil, paylaşılması gereken" bir değer olduğunu öğrendiğim, bu tez kapsamında kullandığım 2DDC isimli kodunu benimle paylaşan Sayın Prof. Dr. Emin Uğur ULUGERGERLİ'ye teşekkür ederim. Jeofizik mühendisliği hayatımın başından beri desteğini hem manevi hem akademik anlamda bir baba gibi hep yanımda hissettiğim, zaman zaman durum değerlendirmelerinde bulunduğum kıymetli hocam Prof. Dr. M. Ali KAYA'ya teşekkür ederim. SPAC ölçülerinin alınabilmesi için gerekli cihaz teminini sağlayan İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümüne ve Prof. Dr. A. Oğuz ÖZEL'e teşekkür ederim.

Beni büyüten, bu günlere getiren ve her zaman destek olan sevgili ANNEM ve BABAM'a teşekkürü bir borç bilirim.

Bu çalışmayı gerçekleştirirken bazı zamanlarda ilgilenemediğim, zaman zaman ihmal etmek zorunda kaldığım çocuklarım Ceylin Su ve Poyraz'dan özür diler ve onları çok severim.

Olca ÇAKMAK
ISPARTA, 2022

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1 Türkiye’de 2018 yılı elektrik üretimi (TEİAŞ, 2019).....	3
Şekil 2.1. Jeotermal sistemin basitleştirilmiş kavramsal modeli (conceptual model).....	12
Şekil 3.1. Maxwell denklemlerinin fiziksel ifadelerinin şematik gösterimi (a) Faraday yasası (b)Ampere yasası (c) Manyetizma için Gauss yasası (d) Gauss yasası	28
Şekil 3.2. MT yönteminde özdirenç dağılımları için şematik yer altı modelleri. (a) Derinlikle özdirencin değiştiği 1B yer altı modeli, (b) TE ve TM modlarıyla beraber yanal yönde özdirenç değişimini gösteren iki boyutlu model, (c) Empedans tensörü Z'nin tam olarak kullanıldığı ve tüm bileşenlerinin birbirinden bağımsız olduğu üç boyutlu direnç modeli	34
Şekil 3.3. Faz tensörünün şematik gösterimi	40
Şekil 3.4. Homojen tekdüze ortamda nokta akım kaynağı	45
Şekil 3.5. Homojen tekdüze ortamda iki akım ve iki potansiyel elektrotlu DA özdirenç ölçüsü alım şematiği	45
Şekil 3.6. Yüzey dalgalarında grup ve faz hızı	54
Şekil 4.1. Türkiye’deki tektonik yapılar ve kenet kuşakları.	59
Şekil 4.2. Batı Anadolu basitleştirilmiş jeoloji haritası ve çalışma alanı.	62
Şekil 4.3. Buldan ve civarının basitleştirilmiş jeoloji haritası	65
Şekil 4.4. Genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti	67
Şekil 4.5. DA Özdirenç arazi çalışma haritası.....	71
Şekil 4.6. DES ölçüm noktaları ve profillerinin yandan ve üstten basitleştirilmiş şematik gösterimi.	71
Şekil 4.7. K Profili, K1 ve K7 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen belirtilerin karşılaştırılması	73
Şekil 4.8. K Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenç modelleri.....	74
Şekil 4.9. L Profili, L6 ve L20 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	75
Şekil 4.10. L Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenç modelleri.....	76
Şekil 4.11. M Profili, M1 ve M12 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	77
Şekil 4.12. M Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenç modelleri.....	78
Şekil 4.13. N Profili, N1 ve N14 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.....	79
Şekil 4.14. N Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenç modelleri.....	79
Şekil 4.15. NO Profili, NO1 ve NO9 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	80
Şekil 4.16. NO Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenç modelleri.....	81

Şekil 4.17. O Profili, O1 ve O12 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	82
Şekil 4.18. O Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	82
Şekil 4.19. A Profili, A0 ve A50 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	83
Şekil 4.20. A Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri	84
Şekil 4.21. B Profili, B2 ve B7 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	85
Şekil 4.22. B Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	85
Şekil 4.23. C Profili, C1 ve C9 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	86
Şekil 4.24. C Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	87
Şekil 4.25. E Profili, E1 ve E6 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	88
Şekil 4.26. E Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	88
Şekil 4.27. F Profili, F2 ve F4 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözüm elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	89
Şekil 4.28. F Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	90
Şekil 4.29. G Profili, G1 ve G9 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	90
Şekil 4.30. G Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	91
Şekil 4.31. H Profili, H1 ve H11 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	92
Şekil 4.32. H Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	93
Şekil 4.33. I-1 Profili, I7 ve I11 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	94
Şekil 4.34. I-1 Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	95
Şekil 4.35. I2 Profili, I1 ve I6 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	96
Şekil 4.36. I2 Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	96
Şekil 4.37. Sin profili, Sin3 ve Sin10 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	97
Şekil 4.38. Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	98
Şekil 4.39. Y Profili, I7 ve I11 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	98
Şekil 4.40. Y Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	99
Şekil 4.41. Y Profili, XX1 ve XX4 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	100
Şekil 4.42. XX profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm özdirenc modelleri.....	100

Şekil 4.43. Y profili, X0 ve X14 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.	101
Şekil 4.44. X profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm özdirenç modelleri.....	102
Şekil 4.45. Çalışma alanındaki MT istasyonlarının mekansal konumları.....	103
Şekil 4.46. 4001 numaralı ölçünün ham hali.....	104
Şekil 4.47. 4001 numaralı ölçünün ham hali.....	105
Şekil 4.48. 4001 ölçüsüne ait GB ayırıklaştırması sonucunda elde edilen Shear, Twist değerleri.	106
Şekil 4.49. Şekil 4.4. GB ayırıklaştırması sonucu ortalama RMS değerleri.....	107
Şekil 4.50. Shear açısı seçmek için ortalama RMS karşılaştırmaları.....	107
Şekil 4.51. Shear açısı seçmek için ortalama RMS karşılaştırmaları.....	108
Şekil 4.52. Strike açısı karşılaştırması (a) Serbest (b) Shear açısı -27.5 , Twist Açısı -12.5 e sabitlendikten sonra	109
Şekil 4.53. Strike açısı için son RMS karşılaştırması.	109
Şekil 4.54. Profil 1, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	110
Şekil 4.55. Profil 2, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	111
Şekil 4.56. Profil 3, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	111
Şekil 4.57. Profil 4, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	112
Şekil 4.58. Profil 5, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	112
Şekil 4.59. Profil 6, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	113
Şekil 4.60. Profil 7 tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	113
Şekil 4.61. Profil 8, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	114
Şekil 4.62. Profil 9, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları....	114
Şekil 4.63. Profil 10, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları..	115
Şekil 4.64. Profil 11, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları..	115
Şekil 4.65. Tüm istasyonlarda frekans değerleri için Strike açıları.....	116
Şekil 4.66. DA 3B Ters çözüm sonucu.	118
Şekil 4.67. 4008 numaralı MT istasyonunun (a) statik kayma düzeltilmesi uygulanmadan öncesi (b) statik kayma düzeltme uygulanmış.....	118
Şekil 4.68. Bazı MT istasyonlarının OCCAM 1B ters çözüm için, Ölçülen ve hesaplanan Görünür özdirenç ve faz eğrileri (a) 1001, (b) 2003.....	120
Şekil 4.69. Bazı MT istasyonlarının OCCAM 1B ters çözüm için, Ölçülen ve hesaplanan Görünür özdirenç ve faz eğrileri (a) 3001, (b) 4001.....	121
Şekil 4.70. 1001, 2003, 3001 ve 4001 MT istasyonlarının OCCAM 1B ters çözüm için, yeraltı modelleri.....	123
Şekil 4.71. 1B Ters çözümlerden elde edilen derinlik özdirenç kesitleri; (a) 200 m, (b)500 m, (c) 750 m derinlik (d) 1000 m, (e) 1250 m, (f) 1500 m, (g) 1750 m, (h) 2000 m, (i) 2500, (j) 3000 m, (k) 3500 m, (l) Genel jeoloji haritası.	124
Şekil 4.72. Şekil 1.27. (a) 1B Ters çözümlerden elde edilen 200 m derinlik özdirenç kesiti; (b) Genel jeoloji haritası.	125
Şekil 4.73. 2B MT değerlendirmelerinde kullanılan örnek ağ.....	127
Şekil 4.74. Pr1 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	128
Şekil 4.75. Pr1 Profilinde 1000 ve 1001 istasyonları için ters çözüm sonucundan elde edilen eğriler.....	128
Şekil 4.76. Pr2 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	130

Şekil 4.77. Pr2 Profilinde 2008 ve 2009 istasyonları için ters çözümde elde edilen eğriler.....	130
Şekil 4.78. Pr3 ters çözümde elde edilen özdirenç modeli.....	131
Şekil 4.79. Pr3 Profilinde 3005 ve 3007 istasyonları için ters çözümde elde edilen eğriler.....	131
Şekil 4.80. Pr4 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	132
Şekil 4.81. Pr4 Profilinde 4001 ve 4006 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.....	133
Şekil 4.82. Pr5 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	134
Şekil 4.83. Pr5 Profilinde 5001 ve 5009 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.....	134
Şekil 4.84. Pr6 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	135
Şekil 4.85. Pr6 Profilinde 4001 ve 4006 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.....	136
Şekil 4.86. Pr7 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	137
Şekil 4.87. Pr7 Profilinde 7013 ve 7014 istasyonları için ters çözümde elde edilen eğriler.....	137
Şekil 4.88. Pr8 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	138
Şekil 4.89. Pr8 Profilinde 7013 ve 7014 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.....	139
Şekil 4.90. Pr9 ters çözümde elde edilen özdirenç modeli.....	140
Şekil 4.91. Pr9 Profilinde 7013 ve 7014 istasyonları için ters çözümde elde edilen eğriler.....	140
Şekil 4.92. Pr10 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	141
Şekil 4.93. Profilinde 10003 ve 10004 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.....	142
Şekil 4.94. Pr11 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli.....	143
Şekil 4.95. Pr11 Profilinde 11006 ve 11009 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.....	143
Şekil 4.96. 2B Occam Ters çözüm sonucu elde edilen özdirenç derinlik haritaları, (a) 100 m, (b) 250 m, (c) 500 m (d) 1000 m (e) 1500 m (f) 2000 m, (g) 3000 m, (h) 4000 m.	144
Şekil 4.97. SPAC arazi çalışma haritası.	147
Şekil 4.98. (a) SPAC dizilimi arazi krokisi. (b) Zaman serisi gürültü kayıtları ve pencereleme (c) SPAC katsayılarının elde edilmesi. (d) SPAC katsayıları ile düz çözüm (e) Yeraltı hız modeli.....	148
Şekil 4.99. A Profili için elde edilen a) V_p hız modelleri, b) V_s hız modelleri, c) V_p/V_s oranları.....	150
Şekil 4.100. A Profili için (a) V_p (b) V_s hız kesitleri.....	152
Şekil 4.101. A Profili için V_p/V_s hız oranları.....	153
Şekil 4.102. B Profili için elde edilen (a) V_p hız modelleri, (b) V_s hız modelleri, (c) V_p/V_s oranları.....	154
Şekil 4.103. B Profili için (a) V_p (b) V_s hız kesitleri.....	155
Şekil 4.104. B Profili için derinliğe bağlı V_p/V_s oran değerlerinin dağılımı.....	156
Şekil 5.1. I, X ve M Profillerini gösteren harita.....	158
Şekil 5.2. I Kesiti boyunca elde edilen jeofizik kesitler ve yorumları a) 2B Mt kesiti b) 2DDC'den elde edilen model c) BERT'den elde edilen model....	160

Şekil 5.3. M Kesiti boyunca elde edilen jeofizik kesitler ve yorumları a) 2B Mt kesiti b) BERT'den elde edilen model c) 2DDC'den elde edilen model, d) Vs hızı modeli e) Vp/Vs oranı kesiti	162
Şekil 5.4. X Kesiti boyunca elde edilen tüm jeofizik kesitler ve yorumları M Kesiti boyunca elde edilen jeofizik kesitler ve yorumları a) 2B Mt kesiti b) BERT'den elde edilen model c) 2DDC'den elde edilen model, d) Vs hızı modeli e) Vp/Vs oranı kesiti	165
Şekil 5.5. Potansiyel Jeotermal akışkan lokasyonları ve yeni faylar.....	166



ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 1.1. Türkiye’de 2013 yılı jeotermal kaynakların aktif kullanımı	4
Çizelge 1.2. Jeotermal Kaynak Sınıflaması	6
Çizelge 4.1. Elektrik Özdirenç çalışmasındaki Profillerin uzunluk ve DES nokta sayısı.	72



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

1B	Bir boyutlu
2B	iki boyutlu
3B	3 boyutlu
B	Manyetik akı yoğunluğu
CC	Kros korelasyon
CG	Eşlenik türev
COH	Tutarlılık (coherence)
D	Elektrik Yer Değiştirme
DA	Doğru Akım
DC	Doğru akım
DES	Düşey Elektrik Sondajı
E	Elektrik Alan
EÖT	DA Öz direnç Tomografi
F	Frekans (Hertz, Hz)
H	Manyetik Alan şiddeti
J	Akım yoğunluğu
J ₀	Sıfıncı dereceden birinci cins Bessel fonksiyonu.
k	Dalga yayılım sabiti
kWh	Kilowatt saat
MAM	Mikrotremör dizilim yöntemi
MT	Manyetotellürik
MWt	Isısal megawatt
Q	Yük Yoğunluğu
SPAC	Uzamsal özilişki
TE	Transverse Elektrik
TM	Transverse Manyetik
x, y, z	Kartezyen koordinatlar
Z	Empedans
∇	Gradyent operatörü
μ	Manyetik geçirgenlik
ε	Elektrik geçirgenlik
ω	Açısal frekans
σ	Öz iletkenlik
Ø	Faz açısı

1. GİRİŞ

Dünyanın sürekli artan nüfusuna paralel olarak enerji ihtiyacı da günden güne artmaktadır. Dünya ölçeğindeki ekonomik yapı düşünülürse, tüm ülkeler büyük bir yarış içerisindeyler. Bu yarışta enerji üretimi, temini, enerjinin verimli kullanılması ve tüm bunların düşük maliyetli olarak gerçekleştirilmesi oldukça önemlidir. Bu sebeple tercih edilen enerji kaynağının maliyeti göz önünde bulundurulmak zorundadır. Bir ülkenin büyümesi ve kalkınması genelde aynı anlamda kullanılmasına karşın aslında aynı değildir. Büyüme, ekonomik verilerde ki artış, kalkınma ise sosyal refah, ülkenin potansiyelini büyüten yapısal, kurumsal ve nitelikli değişimler ile ifade edilmektedir (Gönel, 2016). Buradan hareketle kalkınmanın önemli ölçütlerinden birisi, ülkelerin kişi başına ürettiği ve tükettiği enerjidir. Özellikle gelişmekte olan ülkelerin, büyümelerini devam ettirebilmeleri, artan enerji ihtiyaçlarını düşük maliyetli öz imkânlarıyla giderebilmesi gelişiminde çok önemli bir yere sahip olacağı bir gerçektir. Enerji fiyatlarındaki dalgalanmaların, keyfiyetlerin ve enerji de dışa bağımlı olmanın, ülkemiz ekonomisini nasıl etkilediğini, dolayısıyla enflasyon, işsizlik, ekonomik durgunluk hatta ekonomik krizleri tetiklediği ve bunlarında birçok sosyal ve kültürel krizlere yol açtığını ülkemizde ilk elden öğrenmiş bulunmaktayız. Enerji kaynaklarının sınırlı olması ülkeleri enerjide dışa bağımlı olmaktan kurtarmaya veya en aza indirmeye yönelmektedir. Enerji politikalarındaki amaç, var olan limitli ve az miktardaki enerji kaynaklarının çeşitlendirilmesi, hâlihazırdaki kaynakların ise akılcı yöntem ve çözümlerle kullanılması, bir başka söylemle, verimlilik ve çeşitliliktir (Külekcı, 2009).

Fosil temelli olarak üretilen enerji kaynaklarının (petrol, kömür, doğal gaz, vb.) hızla tükenmesi hem de yenileme durumu olmayan kaynakların bilinçsizce kullanılması (nükleer enerji), bu kaynakların çevreye ve atmosferde oluşturduğu kirlilik gibi etkenler, ülkeleri yenilenebilir enerji kaynaklarını aramaya ve kullanmaya itmektedir. Yenilenebilir enerji kaynağı, herhangi bir üretim işlemine gerek kalmadan elde edilebilen, karbon türevli (petrol, kömür ve karbon türevi) olmayan, elektrik enerjisi üretimi esnasında karbondioksit salınımı az olan, çevreye zararı ve etkisi geleneksel enerji kaynaklarına kıyasla çok daha düşük olan, sürekli bir devinimle yenilenen ve

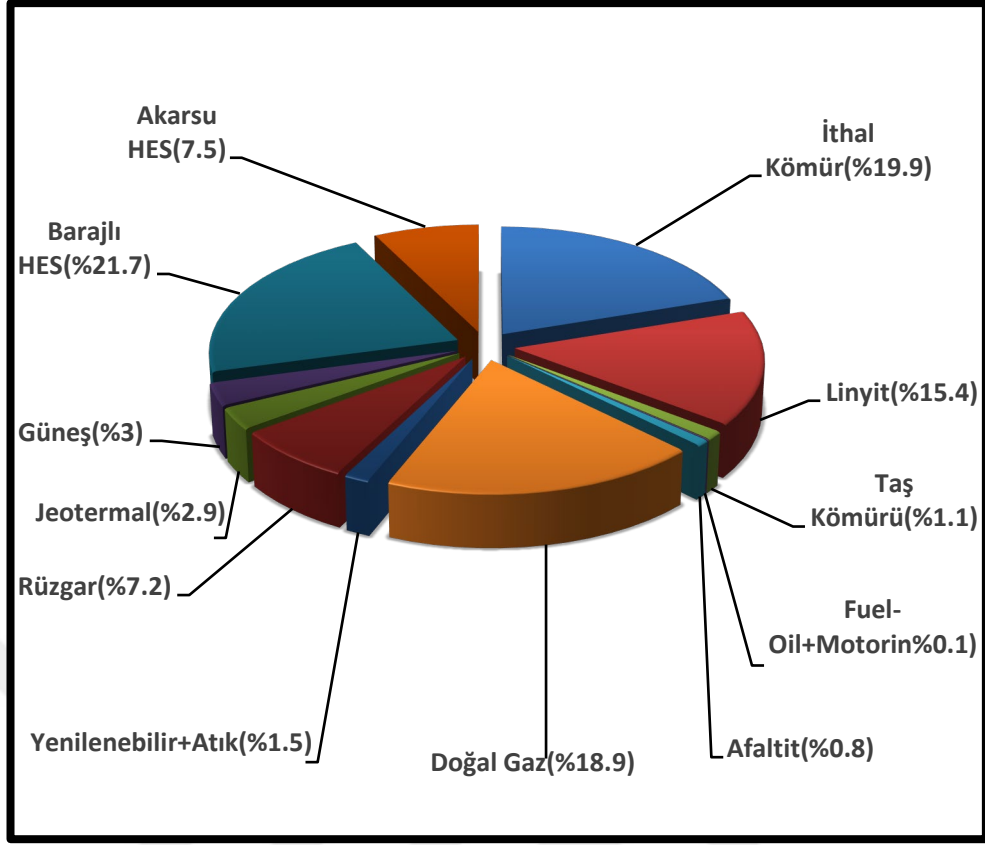
kullanılmaya hazır olarak doğada var olan, hidrolik, rüzgâr, güneş, jeotermal, biokütle, biyogaz, dalga, akıntı enerjisi ve gel-git, hidrojen gibi enerji kaynaklarını ifade eder (İrkiçatal,2010).

Jeotermal enerji

- Yenilenebilir,
- Doğru kullanımla tükenmesi zor,
- Tespit ve üretimi nispeten kolay,
- Maliyetini düşük,
- Kısa vadeli bir yatırım aracı gibi çok kısa zamanda geri dönüş sağlaması,
- Fosil bazlı kaynaklara göre çevreye verilen zararın çok az olması

gibi özelliklerinden dolayı çok cazip bir enerji çeşididir.

Enerji kaynaklarının farklı fonksiyon ve çevresel etki olarak belirgin ve kendilerine has özellikleri vardır. Bu noktada en önemli husus ekonomik, sosyal ve çevresel değişmelere ve gelişmelere yönelik günümüzdeki ve gelecekteki enerji çeşitliliğini korumak ve dengesinin sağlanmasıdır. Ülke olarak bu dengeyi sağlarken potansiyeli olan yerli kaynaklarımızın sosyo-ekonomik ve teknolojik gelişmelere paralel olarak, teknolojik imkânlardan faydalanarak, çevreye uyumlu bir biçimde kısa ve uzun vadede üretim ve tüketim planlamalarının yapılarak harekete geçirilmesi (Dağıstan, 2007). Türkiye’de 2019 yılı kaynaklara göre ve ağustos ayına kadar olan elektrik üretimi Şekil 1’de görülmektedir. Tablodan anlaşılacağı üzere doğalgaz ve ithal kömürün 2019 yılı için elektrik üretimindeki katılımı %38,8 dir. Bu ise elektrik üretiminde ne kadar dışa bağımlı olduğumuzun da bir göstergesidir.



Şekil 1.1 Türkiye’de 2018 yılı elektrik üretimi (TEİAŞ, 2019).

Günümüzde giderek artan enerji ihtiyacı karşısında jeotermal enerji oldukça ilgi çekici ve önemli bir hale gelmektedir. Diğer yenilenebilir enerji kaynaklarındaki gelişim oldukça hızlı ve etkin olmasına karşın jeotermal enerji kaynaklarından sağlanan verim göreceli olarak yavaştır (Rybach, 2010). Jeotermal sistemler geliştikleri yerlerin fiziksel koşullarında çevresine göre çok farklı özellikler gösterirler. Bunun sonucu olarak sistemin sıcaklığı, yoğunluğu, elektrik iletkenliği, manyetik ve elastik özellikleri belirgin belirtiler sunar. Bu nedenlerden dolayı jeotermal sistemlerin ve rezervuarların varlık ve konumlarının belirlenmesi, özelliklerinin incelenmesi, geometrisinin tanımlanması, zaman içerisindeki değişimlerinin incelenmesinde jeofizik teknikler vazgeçilmez unsurdur. Aynı zamanda jeotermal sistemlerin geliştirilmesinde sürdürülebilirliğinin araştırılmasında büyük öneme sahiptir (Barbier, 2002).

Dünyada jeotermal kaynaklardan elde edilen elektrik üretimi;

- 1) Amerika
- 2) Filipinler
- 3) Endonezya
- 4) Meksika
- 5) İtalya

olarak sıralanır. Jeotermal ısı ve kaplıca uygulamalarındaki ilk 5 ülke ise

- 1) ABD
 - 2) Çin
 - 3) İsveç
 - 4) Türkiye
 - 5) Almanya olarak sıralanır
- şeklinde (Anonim1, 2013).

Türkiye'deki durum ise aşağıda Çizelge 1.1.'de görülebilir.

Çizelge 1.1. Türkiye’de 2013 yılı jeotermal kaynakların aktif kullanımı (Anonim1, 2013)

Değerlendirme	Kapasite
Jeotermal Isıtma (Şehir, Konut)	89443 Konut Eşdeğeri (805 MWt)
Sera Isıtması	2832 Dönüm (516 MWt)
Kaplıca Tesisleri, Termal Oteller ve Devremülk tesislerinin ısıtılması	42000 konut eşdeğeri (380 MWt)
Oteller, Kaplıcalar, Devremülklerde kullanılan suyun ısı enerjisi.	350 kaplıca (630 MWt)
Jeotermal Isı Pompası	38 MWt
Toplam Isı Kullanımı	2705 MWt (260 000 konut eşdeğeri)
Toplam Elektrik Üretimi	114 MWe
Karbondioksit Üretimi	160 bin ton/yıl

Türkiye'nin kuramsal jeotermal enerji potansiyeli 31 bin 500 MW olarak kabul edilmektedir. Ülkemiz bu potansiyeli ile dünyada yedinci Avrupa’da birinci sıradadır (Dağıstan, 2007). Ancak Çizelge 1.1’den anlaşılacağı üzere ülkemiz kuramsal ısı potansiyelinin %17 sini kullanmaktadır.

Türkiye'deki jeotermal potansiyelimizin büyük kısmı ısıtma yapılmasına daha uygundur. Jeotermal kaynaklardan elde edilen ısı konut ısıtmasında kullanılabilir. Türkiye'nin kuramsal jeotermal potansiyeli ile ısıtabilecek konut sayısı 4 milyon civarındadır. Ancak jeotermal kaynakların yerleşim yerlerine uzaklığı ve ısı transferinde ki sorunlar yüzünden bu rakam milyon olarak hesaplanmıştır (Anonim1, 2013). Türkiye'deki konut sayısı 19 milyon civarında (TÜİK, 2014) olduğu göz önüne alınırsa oldukça iyi bir rakam olduğu anlaşılır. Daha iyi anlaşılabilmesi için örnek vermek gerekirse 1 milyon konutun jeotermal ile ısıtılmasının eşdeğeri 8000 MWe olacaktır. Bir nükleer santralin kurulu gücü 1700 MWe olduğu göz önüne alınırsa 5 katı, ısı enerjisi ikamesi olarak bakılırsa ise 3 katı olacaktır.

ABD Enerji Bakanlığı'nın verilerine göre (Anonim2, 1998) sera etkisi yaratan karbondioksit emisyonunu

Kömür – 900-1300 milyon metrik ton,
Doğalgaz 500-1250 milyon metrik ton,
Güneş enerjisi 20-250 milyon metrik ton,
Rüzgâr 20-50 milyon metrik ton,
Jeotermal 20-35 milyon metrik ton,

değerlerindedir. Buradan anlaşılacağı üzere Jeotermal enerji sebebiyle de oldukça çevreci bir enerji kaynağıdır. Jeotermal merkezi ısıtma sistemleri ve jeotermal elektrik üretim santrallerinde fosil yakıt kullanılmadığı için azot (N) ve kükürt dioksit (SO₂) emisyonu da yoktur. Kullandığımız jeotermal ısı enerjisinin (260000 konut eşdeğeri) karbondioksit (CO₂) emisyonunda ki azalımı 2,5 milyon ton dur. Bunun karşılığı bir ayda. 1,5 milyon motorlu aracın yapacağı CO₂ salınımına eş değerdir.

Jeotermal enerjinin kullanımı dünyada 80 milyon varil fosil kaynaklı yakıtların kullanılmasını önlemektedir (Wright, 1985). Bu fosil yakıtlardan elde edilen (8.4×10^6 mW) enerji ile kıyaslayınca biraz küçük kalabilir. Ancak bu bile dünyada 80 milyon varil fosil yakıt tasarrufu açısından önemlidir. White (1965) yeryüzünün 19km derinliğe kadar jeotermal enerji potansiyelinin yaklaşık 2.3×10^{27} Joule olduğu tahminini

yapmıştır. 1.3×10^{27} Joule enerji ise 2.3×10^{17} varil fosil yakıt anlamına gelmektedir. İnsanoğlu bu potansiyelin çok küçük bir kısmını dahi kullanılabılır hale getirirse çok önemli bir gelişme olacaktır. Jeotermal alanlar günümüzde yalnızca yüksek ve orta sıcaklığa sahip jeotermal sistemler ekonomik olarak kullanılmaktadır.

Jeotermal kaynaklar 3 bileşenden oluşmaktadır.

- 1) Isı kaynağı
- 2) Geçirgenliğe ve gözenekliliğe sahip rezervuar
- 3) Yeryüzüne çıkabilecek akışkan.

Jeotermal “kaynak sınıflaması” White ve Williams (1975) den düzenlenerek aşağıdaki çizelgede görülmektedir.

Çizelge 1.2. Jeotermal Kaynak Sınıflaması

Kaynak Tipi	Karakteristik sıcaklık
Konvektif Hidrotermal Kaynaklar	
Buharlı sistemler	240°C Civarı
Sıcak Sulu sistemler	30°C ile 350°C
Diğer Hidrotermal Kaynaklar	
Tortul havzalar/Rejyonal akiferler (Torul kayaların içindeki sıcak akışkan)	30°C ile 150°C
Yer Basınç Altında (Hidrostatik basınçtan daha fazla basınca maruz kalan sıcak sular)	90°C ile 200°C
Radyojenik (Radyojenik bozunma kaynaklı)	30°C ile 150°C
Sıcak Kaya	
Ergiyen kaya	600°C den büyük
Katı kaya (Sıcak Kuru Kaya)	90°C ile 650°C

Dünyada yüksek sıcaklığa sahip bölgeler genellikle kıtaların oluşturduğu levha sınırlarında yer almaktadır (Muffler, 1976; Heiken, 1982). Buralarda deprem aktiviteleri ve volkanik hareketler de oldukça yaygındır. Dünyadaki her jeotermal sistem, jeotermal sistemlerin özellikleri, ısı kaynağının yapısı ve derinliği gibi sahaya

özgü değişkenlerin bir fonksiyonudur. Baskın ısı transfer mekanizması; geçirgenlik ve gözeneklilik (porozite) dağılımı; kaya mekaniği özellikleri, akışkan ve/veya kayaç kimyası ve rezervuarın yeniden doldurma hızları gibi özellikler her saha için kendine özgüdür.

Yüksek sıcaklık barındıran hidrotermal sistemler çok farklı jeolojik durumlarda bulunabilmektedir. Ancak çoğu bilimsel yayınlarda jeotermal sistemler 6 farklı jeolojik kategoride incelenir.

- Aktif magmatik sokulum
- Sönmüş magmatik sokulum
- Genişleme tektoniğine bağlı
- İntrakratonik havza
- Orojenik Kuşaklar
- Fay ve kırık sistemlerin baskın olduğu ortamlarda

Bir magmatik sokulum, kabukla karşılaştığında kondüktivite nedeniyle soğumaya ve ısınıp kabuğa aktarmaya başlar. Meteorik sular yerçekimi etkisiyle yerin içine doğru hareket ederler (~5km), eğer ortamda geçirgenlik varsa hidrotermal konveksiyon gelişir (Cathles, 1977). Yer içine doğru hareket eden sular ısıtıcı kütleyle yaklaştıkça ısınırlar. Isınan suyun hacmi büyür dolayısıyla yoğunluğu düşer. Yoğunluğu azalan su yukarıdan gelen soğuk ve yoğunluğu yüksek su ile yer değiştirir ve yukarıya doğru çıkmaya başlar. Yeryüzüne yaklaşan sıcak su tekrar soğumaya ve yoğunluk kazanmaya başlar. Sonrasında yukarıdaki su, üste doğru yükselen sıcak suyun yanından aşağıya doğru inmeye başlar ve bir hidrotermal konveksiyon gelişir (Wright, 1985).

Hidrotermal sahalardaki su meteorik sulardan türemektedir. Meteorik sular rezervuara doğru ilerlerken mineral yapısında değişimler meydana gelir. NaCl bakımından zenginleşirken magnezyum (Mg) açısından fakirleşir. Tuzluluk oranı ise 10.000ppm den daha azdır. Bazı volkanik hidrotermal sularda 250.000ppm'in üzerine çıkmaktadır (Bird ve Norton, 1981). Birçok hidrotermal sistemde alterasyon mineralleri gelişmiştir. Klorit, illit, epidot, kuvars ve ortoklas varlığı yüksek dereceli sistemlerde oldukça önemlidir (Browne, 1978).

Rezervuar kayalarındaki yüksek yoğunluk sebebiyle 250°C den daha yüksek hidrotermal sistemlerde yeşil şistli metamorfizmanın yüksek dereceleri meydana gelebilir. Sıcak ve tuzlu suların soğuması esnasında silisyumca zengin çökeller oluşabilir. Dolayısıyla silikatlaşmış kayaçlardaki gözeneklilik ve geçirgenliğin önemli ölçüde azalmasına sebep olur. Ancak buhar ve gazlar tabaka sınırları boyunca veya fay zonlarından çıkmaya çalışırlar. Bu gazların yükselmesi esnasında meteorik sularla karşılaşp reaksiyona girerler. Bu reaksiyon sonucu genellikle doğal pH değerine sahip sodyum bi karbonatlı sıcak sular oluşur ki bu oluşan sıcak su kaynağı ise ikincil rezervuar olarak adlandırılır (Wright, 1985).

Fümeroller karbondioksit (CO₂) ve hidrojen sülfür (H₂S) içeriğine sahip olabilirler. Meteorik sularla bu gazların reaksiyona girmesi sonucu oldukça yüksek dereceli asidik sular meydana gelir. Bu asidik sular ise yüzeeye yakın bölgelerde yüksek dereceli arjilik (killeşme zonları) kuşaklar oluştururlar. Bu tür yüksek dereceli alterasyon zonları yüzeyde birkaç metreden birkaç yüz metrelere kadar uzayabilirler (Ross ve More, 1985).

Yukarıda bahsedilen avantajlarına rağmen jeotermal enerjinin bazı dezavantajları ve zorlukları bulunmaktadır. Jeotermal akışkanlar veya gazlar içerisinde çeşitli ve zararlı kimyasallar barındırmaktadır. Bu kimyasallar temizlenmeden doğaya salınacak atıklar çevreye çok büyük zararlar verecektir. Meteorik suların çok derin bölgelere yolculuğu yıllar belkide yüzyıllarca sürmektedir. Çok derin bölgelerden bu akışkanların çok kısa bir sürede tekrar yeryüzüne çıkarılması ve yerine tekrar akışkan koyulmaması, tükenmez gibi duran jeotermal kaynağın tükenmesi anlamına gelecektir. Mekanik sondajlar yardımıyla yeryüzüne çıkartılan jeotermal akışkan veya gazlar yüksek basınca ve debiye sahiptir. Yüksek basınç sayesinde, jeotermal akışkan yeryüzüne çıkarken çeşitli kaçaklara sebep olabilir. Bunun sonucu olarak yeraltı ve yüzey suları kirliliği meydana gelir ve tarım toprakları bu durumdan ciddi bir şekilde etkilenir.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Dünya üzerinde başarılı bir işletilen hidrotermal sahalar olmasına rağmen bu alanların araştırılmasındaki en önemli problem sıcak bölgelerin tespitinden çok, akışkan varlığı ve bu akışkanın yüzeye çıkmasına olanak verecek geçirgenliği (Permeabilite) yüksek bölgelerin tespitidir. Bir jeotermal sahanın başarısı (sıcak akışkan veya buharın yüzeyden alınması) uygun bir rezervuar alanının uygun sıcaklığın, gerekli ve yeterli hidrolik özelliklerin varlığı ile mümkündür. Buradan hareketle jeotermal rezervuarların tanımlanması, anlaşılması ve geometrilerinin belirlenmesi jeotermal enerji araştırmalarında önemli unsurlardır. Gözeneklilik ve geçirgenlik jeotermal akışkanın rezervuarda saklanması, yer değiştirmesi, ısınması veya soğumasını doğrudan etkileyen çok önemli parametrelerdir. Rezervuar kayaçlarının ve sedimanlarının hidrolik özellikleri laboratuvar ortamında çok hassas bir şekilde belirlenebilir. Bu çalışmalar ayrıca sondaj çalışmaları ile de tespit edilebilmektedir. Ancak bu testler ve araştırmalar oldukça zaman alan ve pahalı işlemlerdir. Bu nedenle pek çok araştırmacı hidrolik özellikleri dolaylı yöntemlerle tespit etmek için alternatif araştırmalar yapmışlardır. Kayaçların elektriksel özellikleri ile hidrolik özellikleri arasında sıkı bir ilişki vardır (Singhad, 1985; Friedman, 2005; Lesmes ve Friedman 2005). Yeryüzünden yapılan güvenilir bir çalışma ile tespit edilecek hidrolik özellikler oldukça faydalı ve kullanışlı olacaktır. Bu amaçla birçok araştırmacı çeşitli yöntemler geliştirmiştir (Niwas ve Singhal, 1985; Soupios, 2007; Chandra, vd., 2008). Sedimanter ortamlardaki gözeneklerin içerisine dolan akışkanın iletkenliği bulunduğu kayaç matriksinden oldukça yüksektir (Salem ve Chillingarian, 1999; Lesmes ve Friedman, 2005). Eğer kayacın içerisinde elektriksel iletkenlik için bir yol bulunursa aynı yol hidrolik iletkenlik için de söylenebilir (Khalil ve Santos, 2009). Bu durum sedimanter ortamlarda gözeneklilik ve geçirgenlik ile çok yakından ilişkili durumlardır. Gözeneklilik, boşluk hacminin toplam hacme oranı olarak tanımlanır ve bu sebeple birimsizdir. Efektif gözeneklilik ise akışkanının hareket edebildiği ve ulaşabildiği boşluklar, gözenekler olarak tarif edilir. Sediman veya kayaç ortamlarında elektriksel yöntemlerden elde edilmeye çalışılan gözeneklilik tahmin yaklaşımlarının hepsinin arkasında Archie'nin denkleminde türetilen farklı bağıntılar sonuçları iyileştirmek ve daha iyi hale getirmek için çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir (Winsauer

vd., 1952; Waxman ve Simits, 1968; Clavier, vd., 1984; Sen vd., 1981; Bussian, 1983; Worthington, 1993; Salem ve Chillingarian, 1999; Lesmes ve Friedman, 2005; Devarajan vd., 2006; Glover, 2009; 2010; Mavko vd., 2009; Keçeli, 2009; Glover, 2010).

Geçirgenlik çeşitli sedimanter kayaç ve ortamlarda gözenekler arasında akışkanın yer değiştirmesinin bir ölçüsüdür. Zeminlerin içerisinde su geçmesine olanak veren bu özelliklerine geçirgenlik (su geçirgenliği) denilmektedir. Zeminlerin su geçirgenliği özelliğini ilk olarak Darcy (1856) incelemiştir. Daha sonra başka amaçlar için geliştirilmiş bazı deney sonuçlarından, dolaylı olarak ve bazı deneysel bağıntılardan yararlanmak sureti ile geçirgenlik katsayısını belirlemek mümkündür. Bunlardan en çok bilineni ve en çok kullanılanı Kozeny-Carman modelidir (Kozeny, 1927; Carman, 1937; 1938; 1956; Wyllie, 1950; Morris, 1967; Timur, 1968; Berg 1970; Coates, vd., 1974; Van Baaron 1979; Swarson, 1981). Bu eşitliklerin çoğu dane çapı veya gözeneklilik ölçümlerini esas alırlar. Jeofizik yöntemlerle yeryüzünden herhangi sondaj yapmadan geçirgenlik katsayısı deneysel olarak elde etmeye çalışmış birçok araştırmacı vardır (Carman, 1937; Timur, 1968; Berg, 1970, 1975; Van Baaren, 1979; Johnson vd, 1988; Tiab ve Donaldson, 1996; Helle vd, 2001; Cuddy ve Glover, 2002; Hidajat, 2004; Friedman, 2005; Glover vd, 2006).

Grindy ve Browne (1976) Yeni Zelanda'da 11 farklı hidrotermal sahada, Gözeneklilik ve geçirgenliğin önemini çarpıcı bir örnekle açıklamışlardır. İnceledikleri jeotermal sahaların sıcaklığı 230°C ile 300°C arasında arasındadır. Ancak bu 11 sahanın 5 tanesinin düşük geçirgenliği yüzünden üretim yapamadığı ve bu 11 sahadan sadece Wairakei, Kawerau ve Broodlands isimli 3 sahada verimli bir üretim yapılabildiğini rapor etmişlerdir. Bu 3 bölgede üretim için gerekli olan geçirgenlik limitinin sıcaklık için gerekli olandan daha fazla olduğunu söylemişlerdir.

Kırıntılı tortul kayalardaki geçirgenlik daneler arasındaki gözeneklilikten kaynaklanır ve derinlik arttıkça basınç da artacağı için çimentolaşmanın da etkisiyle azalır. Volkanik kayaçlarda da gözeneklilik ve geçirgenlik bulunur, bunun yanı sıra kırık ve çatlak sistemleri de bulunur. Volkanik kayaçlardaki akışkanlar bu sistemler aracılığıyla

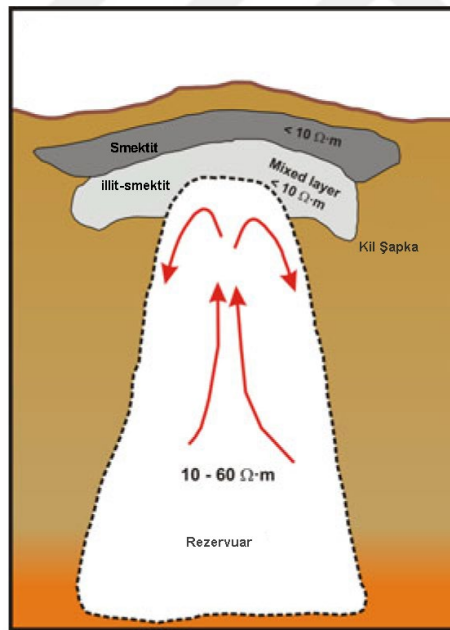
gelişir. Kırık ve çatlakların birbirini kestiği fay zonlarında da geçirgenlik gelişir. Geçirgenliğinin değişmesi genelde hidrotermal akışkanlar tarafından kontrol edilen mineral içeriğinin değişimine bağlı olduğu düşünülmektedir (Moore vd., 1985). Hidrotermal sahalarda kayaçların içinde dolaşan yüksek sıcaklık ve iyon içeriğine sahip akışkan varlığı ortamın öz direncini önemli ölçüde düşürmektedir (Moskowitz ve Norton, 1977).

Jeotermal sistemler, sıcaklığı kayaçların veya akışkanların içerisinde saklayan sistemler olarak düşünülebilir. Çizelge 1.2’de görüldüğü üzere Moskowitz farklı tip ve davranışta jeotermal sistemler mevcuttur. Magmatik kökenli sistemler konvektif hidrotermal sistemler tarafından kontrol edilmektedir. Volkanik olmayan jeotermal sistemler ise sediman içindeki sıcak akışkanlar kristalin rezervuarlar ile ilişkilidir (Meju, 2002).

Birçok bilimsel yayınlarda hidrotermal sistemler oldukça yaygın olarak bir modele benzetilir. Bu sisteme göre ideal bir jeotermal sistem, en altta ısıtıcı bir kaynak, yer altı suyunu ileten, hapseden, bazen de ısıyı hapseden yer altı suyu sistemleri bulunmaktadır. Son olarak da en üstte geçirimsiz bir şapka olarak tanımlanır. Jeotermal akışkanlar yüksek oranda çözünmüş tuz ve mineral ihtiva ederler ki bu durum içinde bulunduğu kayaç yapısını oldukça iletken bir hale getirir. Jeotermal akışkan ve içinde bulunduğu ortamın iletkenliği sıcaklığa sıkı sıkıya bağlıdır. Sıcaklığın artması akışkanın ve içerisinde bulunduğu ortamın iletkenliğini oldukça arttırmaktadır. Birçok magmatik kökenli hidrotermal sistemde karşılaşılan geçirimsiz şapka 100 °C -200 °C arasında kil alterasyonlarının uzun süreli reaksiyonları tarafından üretilmişlerdir (Essene ve Peacor, 1995). Düşük sıcaklıktaki (70-150 °C) kil şapka smektit grubu killeri tarafından oluşmaktadır. 220-240 °C arasında alterasyona uğramış klorit ve epidot mineralleri ise düşük sıcaklıktaki durumlara göre daha yüksek öz direnç değerlerine sahiptirler. Düşük sıcaklıktaki (<150 °C) alterasyon türleri (illit ve smektit) yüksek sıcaklıktaki türlerine göre (klorit ve epidot) çok daha iletkenlerdir (Björnsson vd., 1986). Bu durum ise yüzeyde bulunan ve çok iletken olan kil şapkanın altındaki ortamda sıcaklığın artması öz direncinde artması anlamına gelmektedir (Usher vd., 2000). Kil mineralleri ve öz direnç arasındaki sıkı ilişki geçirimsiz şapkanın

altında özdirenci yüksek, sıcak bölgeleri tespit edilmesine olanak verir. Birçok durumda alterasyon yer içindeki soğumadan etkilenmez ve aşağıdaki dirençli bölgeler maksimum termometre olarak kabul edilir (Anderson vd., 2000). Bu duruma örnek genelleştirilmiş kavramsal model (conceptual model) şekil 2.1’de görülmektedir.

Yüksek sıcaklıktaki bazı volkanik sahalarda kil şapka olmayabilir. Birçok yüksek sıcaklıktaki jeotermal sistemlerdeki akışkan yer içinde dolaşımda da olmayabilir. Yer altında ısınan jeotermal akışkan, konveksiyon ile yeryüzüne doğru çıkarak y zeeye yakın çatlak ve kırık sistemleri aracılığı ile alandan uzaklaşabilirler (Meju, 2002). Kavramsal model (Conceptual Model) hakkında buraya kadar anlatılanlar magmatik kökenli jeotermal sistemler için geçerli olan ve yayınlarda örnekleri bulunan durumlardır (şekil 2.1). Bu modellerde magma sığ kabukla (<10km) etkileşime geçtiğinde elektrik üretimi için ideal ortamlar oluşur.



şekil 2.1. Jeotermal sistemin basitleştirilmiş kavramsal modeli (conceptual model). (Johnston vd., 1992 ‘den düzenlenmiştir).

Magma kökenli olmayan jeotermal sistemler ise oldukça karmaşık durumlara sahiptir. Bu sistemler magmatik kökenli sistemleri tanımlarken kullanılan kavramsal model gibi bir veya birkaç modelle sınırlandırılmazlar. İletken belirtilerin varlığı akışkanların

elektrolitik içeriğine bağlıdır. Bu ortamlardaki jeotermal akışkan genelde çözünmemiş tuz ve yoğun miktarda minerale sahip olma eğilimindedir ve sıcaklık arttıkça iletkenlikleri de artar (Üçok vd., 1980).

Yukarıda anlatılan tüm özellikleri sayesinde jeotermal sistemlerde çeşitli fay ve kırık sistemleri gelişmiştir. Bu sistemler jeotermal akışkanla doludur ve oldukça iletkenlerdir. Buradan hareketle Jeotermal sistemler Elektrik ve Elektromanyetik yöntem aramaları için ideal ortamları oluştururlar.

Bibby vd., (1988; 1995; 2005) Yeni Zelanda da Tapuo Volkanik Bölgesi (TVB) olarak bilinen jeotermal alanında bir dizi araştırma yapmışlardır. TVB bölgesi yaklaşık 350km uzunluğunda, 50km genişliğindedir. Bölge içerisinde birçok aktif yanardağ bulunmaktadır. Bu bölgede kabuk kalınlığı yaklaşık 16km dir. Ayrıca yüzeyin yaklaşık 10 km altında magma ince bir tabaka halinde bulunur. TVB pasifik levhasının yitim zonunda bulunan, riyolit volkanizması ile birlikte bulunan bir genişleme bölgesidir (8 mm/yıl). Burada bilinen 20'den fazla jeotermal sistem mevcuttur. Toplam ısı değeri 4.000 MW dan fazladır (Bibby, 1995). TVB de yapılan ilksel çalışmalar DA özdirenç yöntemleri ile jeotermal sistemlerin modellenmesinde belki de en başarılı örneklerinden ortaya koymuşlardır. Elektrik özdirenç haritaları ile jeotermal potansiyele sahip alanların düşük özdirence sahipken, volkanik yan kayaçların görece daha yüksek özdirence sahip olduklarını belirtmişlerdir. Schullumberger elektrot dizilim tekniği ile ölçüler alıp, yüzeyde iletken bir tabakanın altında karakteristik bir özdirenç artışını göstermişlerdir. TVB birçok araştırmacı tarafından araştırılmış ve bir nevi laboratuvar haline gelmiştir (Bibby 1988; Bibby vd 1995; 2005; Ogawa vd, 1999; Bertrand vd., 2012).

Larderello-Travale jeotermal bölgesi İtalya da Toskana özerk bölgesinde bulunur. Amiata sönmüş yanardağının yanında bulunan sistem genel kabul görmüş yüksek entalpili sahaların davranışına pek uymaz. Yüksek entalpili bir saha olmasına karşın üstte iletken kil örtü tabakası altta ise görece daha yüksek özdirence sahip rezervuar modeline uymaz. Sistem 400 C⁰ ye kadar çıkan oldukça yüksek sıcaklık muhteva eden, derinliği 4.000 m ye kadar devam eden ve kırık çatlak sistemine sahip metamorfik

kayaçlardan oluşur (Manzella vd, 2006). Bu özeliğinden dolayı çeşitli araştırmacılar tarafından sismik yöntemler kullanılarak sistemin özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır (Brogi vd, 2003; Casini vd, 2010). Bu araştırmalar sonucunda ortak olarak 2 adet K ve H horizon adı verilen yansıtıcı tabakalar tespit etmişlerdir. Manzella (2006) ve Ooskoi ve Manzella (2011)'ya göre yeryüzüne yakın bölgelerde kısmen düşük özdirence sahip tabakalar vardır. Derinlere inildikçe çok daha dirençli bölgeler bulunmaktadır.

Yüzeeye yakın bölgelerde kırıklı çatlaklı ve yüksek jeotermal verime sahip metamorfik kayaçları ifade etmektedir. Bu tabakalardaki yansımaların kırıklı çatlaklı metamorfik kayaların içerisinde bulunan yüksek akışkan basıncından olduğunu ancak bunun hala tartışmalı olduğunu söylemişlerdir. Ayrıca 2B özdirenç kesitlerinden derinlerdeki kırıklı çatlaklı ve yüksek jeotermal verime sahip metamorfik yapılarla ilişkilendirdikleri yüksek iletkenliğe sahip bölgeleri bulmuşlardır. Bunun sebebinin ise jeotermal akışkanın yüksek geçirgenliğe sahip kayacın içinde olması ve jeotermal akışkanın çok iletken olmasına bağlamışlardır.

Aynı bölgede Kugaenko vd., (2005) mikro ve makro deprem aktivitesini takip etmişlerdir. Sismik gürültülerin (pasif sismik), mikro depremlerin izlenmesi ile sismik emisyon tomografisini çıkarmışlardır. Böylece rezervuardaki çatlak gelişiminin neden olduğu sürekli gürültüleri takip edip kırık sistemlerini açıklamaya çalışmışlardır.

Darajat Endonezya da bulunan Jeotermal alanlarında, toplam 250 MW lık elektrik üretimi ile Endonezya da önemli elektrik üretim santralleri bulunmaktadır. Re enjeksiyon kuyuları sahaların verimliliği ve sürdürülebilirliği açısından önemlidir. Pramono ve Colombo (2005) bu bölgede re enjeksiyon işlemlerinin, yeni üretim kuyularının veya güç santrallerinin devreden çıkarılmasının rezervuarı nasıl etkilediğini izlemek ve yapısal jeolojisini daha iyi modellemek amacıyla mikro deprem aktivitesini incelemişleridir. Mikro deprem kayıtlarının Wadati diyagramıyla ilişkilendirilmesi sonucu bulunan Poisson oranlarından jeotermal alanlardaki kaya ortamların çatlaklılığı ve üretken bir rezervuar oluşturabileceğine dair bir gösterge olabileceğini öne sürmüşlerdir.

Apuada ve Olivar (2005), Filipinler’de bulunan Leyte jeotermal alanında zaman içerisinde yineleyerek (monitoring) mikrogravite ve jeodezik ölçümler yapmıştır. Bu ölçümlerle rezervuardaki kütle eksilmesini takip etmeye çalışmışlardır. Rezervuar basıncındaki azalmaların, yüzeydeki oturmaların gravite ölçülerinin bire bir çakıştığını ve bu ölçümler sonucunda saha güvenliği ve sürdürülebilirliği hakkında oldukça faydalı sonuçlara ulaşılabileceğini söylemişlerdir.

İzlanda da bulunan Hengill volkanik bölgesi yaklaşık 100 km² lik bir alan ile ülkenin en geniş alanına sahip volkanik bölgesidir. Bölgede oldukça yüksek sıcaklıklarda sıcak su çıkışları ve fümeroller bulunmaktadır. Son patlamasını 2000 sene önce yapmasına rağmen hala aktif bir volkandır. Bu bölge jeolojik olarak aslında bir karmaşıktır. Arnason vd. (2010) bu bölgede oldukça kapsamlı bir çalışma yapmışlardır. MT verilerinin 3B ters çözümü ve TEM verilerinin birleşik ters çözümü ile sahaya 3B özdirenç yapısını elde etmişlerdir. 2000-2006 yılları arasında alınmış 148 adet MT verisi, 1991-2010 yılları arasında TEM verisi toplamışlardır. TEM ölçüsü eğer yerin altına yeterli enerji gönderilebilirse ve göreceli olarak yakın yüzeydeki tabakaların 1B değiştiği varsayılırsa, MT ve TEM eğrileri iyi bir uyum sergiler. Bu özelliklerinden faydalanılarak MT verisinin statik kayması TEM verisi ile düzeltilir. Elde ettikleri özdirenç kesitlerinden Hengill Dağının altında sığ derinliklerinde (200-800 m) düşük özdirence sahip bir tabaka tespit etmişleridir. Bu tabaka kil alterasyonu sonucu meydana gelmiştir. Bu tabakanın altında ise daha yüksek özdirence ve ısıya sahip bir rezervuar tespit etmişlerdir ve bu yapının Hengill jeotermal alanı için karakteristik olduğunu belirtmişlerdir.

ABD de bulunan Basin and Range bölgesi yüksek ısı muhteva eden bir bölgedir. Buradaki jeotermal alanlardan genellikle elektrik üretimi için faydalanılır. Bu bölge fayların alüvyon vadileri ayırması sonucu gelişen, genişleyen bir tektonizma sonucu meydana gelmiştir. Bunun sonucu olarak bu bölge de sismik aktivite ve jeotermal alanlar yoğundur (Kurilovitch vd., 2003). Basin and Range bölgesi içerisinde fümeroller, sıcak su çıkışları ve hidrotermal alterasyonlar sıklıkla görülmektedir. Bu bölge içinde en fazla tanınan jeotermal alan ise “Coso” jeotermal alanıdır. Bu bölgede bilinen 100’den fazla sondaj bulunmaktadır. Bu sondajların sıcaklıkları 200-350 °C

arasında değişmektedir. Bölgede 4 tane jeotermal elektrik üretim santrali vardır ve toplam 270 MW lık enerji üretmektedirler. Bölge içerisinde birçok mesozoyik yaşlı daykların boşluklarına senozoyik yaşlı plütonik sokulumlar vardır ve geç dönem senozoik yaşlı bazalt ve riolitlerden oluşan volkanik kayalar tarafından çevrelenmiştir. Bu riolitik domların yükselmesi ile bölgede birçok jeotermal alan meydana gelmiştir (Kurilovitch vd., 2003). Bu bölge de birçok araştırmacı çalışmıştır (Wannamaker vd, 2004; Newman vd., 2005; 2008). Bu çalışmalar sonucunda üstte iletken ve hidrotermal alterasyona uğramış montmorillonit kil tabakası, altında ise yüksek sıcaklık ihtiva eden öz dirençli yüksek jeotermal rezervuarı tespit etmişlerdir.

Arango vd., (2009), İspanya'nın Mayorka adasında bulunan Llucmajor Akifer sistemlerini çalışmışlardır. Bu bölge de yapılan bazı sondajlarda su sıcaklığının 50 °C ye ulaştığı görülmüştür. Llucmajor Akifer sistemleri belki de dünyadaki en enteresan jeotermal belirtiyi sunar. Çünkü aşağıda ısıtıcı bir volkanik veya magmatik bir kaynak yoktur. Yer altında ısıtıcı küle olmamasına rağmen jeotermal belirtinin sebebini araştırmışlardır. Bunun sebebini bölgede yer altında suyun dolaşımına olanak sağlayan bir akifer sisteminin olması olarak düşünüp, 2002 yılında bölgede AMT-MT çalışmaları gerçekleştirmişlerdir. Bu verileri kullanarak, deneme yanılma yoluyla verilerin düz çözümünü yapıp 3B'lu öz direnç dağılımını elde etmişlerdir. Elde ettikleri öz direnç dağılımına göre en üstte ince fakat çok dirençli bir tabaka altında oldukça iletken kalınlığı 200-500 m arasında değişen bir tabaka en altta ise görece olarak 2. tabakadan daha dirençli ancak 1. tabakadan ise daha iletken bir tabaka tespit etmişlerdir. 2. tabaka kalınlık dağılımının yer elektrik modeli açısından önemli olduğunu belirtmişlerdir. Su devinimi için bir model oluşturmuşlardır. Bu modele göre birisi en üst tabakada diğeri ise en alt tabakada ve sıcak suyu sağlayan iki tane akifer mevcuttur. Bu iki akifer arasında ise geçirimsiz 2. tabaka bulunmaktadır. Bu iki sistem aranda faylar ve kırık-çatlak sistemleri vasıtasıyla düşey yönde bir su hareketi bulunduğunu ve bununla suyun ısınmasına yol açtığını öne sürmüşlerdir.

Özgüler vd., (1983), Denizli ilindeki jeotermal alanları kapsayan bir çalışma yapmışlardır. Bu çalışma kapsamında gravite ve öz direnç etütleri yapmışlardır. Gravite etüdünü jeotermal kaynakların aranmasında ön kestirim amaçlı olarak

yapmışlardır. Ölçülerden elde ettikleri Bouger belirti ve ikinci türev haritaları ile sahanın genel taban topografyasını, horst-graben yapısını ve fayların yerlerini tespit etmeyi amaçlamışlardır. Sahada uyguladıkları öz direnç çalışmalarının tamamında Schumberger dizilim tekniği ile AB/2 2000-6000 m arasında değişen ölçüler almışlardır. Yaklaşık 500 farklı noktada ölçüler almışlar ve yaklaşık 500 km² büyüklüğünde bir alanı araştırmışlardır.

Kaya ve Başokur (2007) Aliğa jeotermal alanında MT yöntemiyle araştırma yapmışlardır. 5 km uzunluk boyunca bir profil belirlemişler ve ölçüler almış ve bölge jeolojisinin derinlikle değişiminin genel görünümü aydınlatmışlardır. Seçilen MT profilinde metal ve petrokimya sanayi tesislerinin yakın olması sebebiyle veri üzerinde çeşitli bozulmalara yol açmış ve bu etkiyi yuvarlatma algoritmalarıyla yok etmişlerdir. Elde ettikleri 2B öz direnç kesitinde, metamorfik temel kaya ile onu yüzeyleyen volkanik kayaların dokanağı ve alt kabuk ve üst kabuk sınırları başarıyla tespit edilmiştir. Ayrıca bölgede bilinen fayları da başarıyla bulmuşlar ve bu faylara yakın birkaç noktada sondaj önerisinde bulunmuşlardır.

Berge ve Drahor (2011) Seferihisar jeotermal alanında majör ve minör fayları tespit etmek amacıyla bölgede SP (Self Potential, Doğal Uçlaşma), Manyetik ve VLF (Very Low Frequency, Çok Düşük Frekans) yöntemlerini uygulamışlar. Tuzla ve Doğanbey bölgelerinde bulunan faylar ve sıcak su çıkışları civarında SP belirtilerinde büyük değişim olmuştur. Bu belirtilerin 2 tanesi Tuzla'da bulunan sıcak su çıkışı etrafındadır. Toplam manyetik alan ölçü değerleri Doğanbey ve Cumalı sıcak su çıkışları arasında yükseldiği ve bu veriler modellendiğinde ise manyetik geçirgenlik değerleri bakımından iki bölge arasında muhtemel 4 tane daha alan bulmuşlardır. VLF verileri ile de desteklenen bu alanlar buralara yakın ana faylara çok yakındır. VLF verilerine göre tespit ettikleri yüksek iletkenlikli sahalarının tamamının SP belirtilerinde negatif belirtilere denk geldiğini gözlemlemiş ve önerdikleri sondajları buralardan seçmişlerdir.

Hacıoğlu vd., (2021) Gediz havzasının doğu ucunda 3 farklı alanda 179 adet MT istasyonu ile gerçekleştirdikleri çalışmada 3B ters çözüm yapmışlardır. Yeraltındaki

özdirenç dağılımı ve bunun yapısal olarak üst kabuktaki jeotermal rezervuarın gelişimini kontrol eden akışkan yollarını ve ilişkilerini incelemişlerdir. Yaptıkları çalışma ile Neojen-Kuvaterner yaşlı tortul istif ile ilişkili düşük özdirence sahip bir tabaka ve bunun altında ise Menderes masifi ile ilişkili yüksek özdirence sahip bir tabaka bulmuşlardır. Bu bölgede sedimanter tabaka kalınlığını 3000 m derinliğe kadar devam ettiğini söylemişlerdir.

Kaya vd. (2006) yılında Polatlı-Nallıhan-Karasu arasındaki yaklaşık 250 km uzunluğunda bir profil üzerinde toplamda 44 noktada MT ve TEM ölçüleri kullanarak bölgeye ait derin kabuk yapısı araştırmayı amaçlamışlardır. Çalışma sonucunda üstte özdirenci 40 ohm.m 'den düşük ve kalınlıkları 2 -3 km'den az olan ve gömülü faylardan oluşan sediman birimini tespit etmişlerdir. Bu birimin altında ise İntra-Pontid Süturu, Sakarya kıtası, İzmir – Ankara Sütur Zonu, Tauride – Anatolide bloğu gibi önemli yapıları başarı ile tespit etmişlerdir. Bu yapıların ise 15 -20 km derinliklere kadar uzandığını göstermişlerdir. Yaptıkları çalışmada Moho süreksizliğine kadar özdirenç modeli elde etmişler ve bu süreksizliğin kuzeyde 25 km derinlikte, güneyde ise 40 km derinlikte olduğunu söylemişlerdir.

Pek çok bilim insanı tarafından Kızgın Kuru Kaya (Enhanced Geothermal System-EGS) veya Gelişmiş Jeotermal Sistem tekniğinin gelecekte çok önemli olacağını düşünmektedir (Tester, 2006). Bu bağlamda jeofizik yöntemler bilhassa EM yöntemler suyun nereden verileceğini ve nereden alınacağını öngören önemli bir araç olacaktır. Bu amaçla şimdiye kadar yapılmış çok fazla araştırma yoktur. Bunlardan bir tanesi Avustralya'da Peacock vd., (2012a, b) tarafından uygulanmıştır. EGS'de önemli olanın akışkanın nereden yer altına basılacağı, akışkan basıldıktan sonra hangi yöne doğru ilerlediği ve akışkanı yeryüzüne çıkarmak için nereden sondaj yapılması gerektiğini belirtmişler. Bunun için 5 gün boyunca özdirenci 0.3 ohm.m olan deniz suyunu bir sondajdan basmış ve bir takım MT ölçü düzeni arazide sabit kalmak koşuluyla ölçüler almışlardır. Su basmadan önce basılma sırasında ve sonrasında elde ettikleri özdirenç haritalarını karşılaştırmışlardır. Su basılmasından sonra iletkenliğin sondajın kuzey-doğusuna doğru bir iletkenlik artışı gözlemişlerdir.

3. ARAZİ ÇALIŞMALARI VE KULLANILAN YÖNTEMLER

Bu çalışma esnasında arazide Jeofizik yöntemlerden DA öz direnç yöntemi, Manyetotellürik yöntem ve pasif kaynaklı sismik yöntemlerden uzamsal özilişki (SPAC) yöntemleri kullanılmıştır. DA öz direnç ve manyetotellürik yöntemlerden elde edilen veriler uygun düzeltmeler sonucunda 1B, 2B veya 3B olarak değerlendirilip yorumlanmıştır. SPAC yönteminde ise ters çözüm yerine düz çözüm yöntemiyle bir değerlendirme gerçekleştirilmiştir.

3.1 Kullanılan Yöntemlerde Ters ve Düz Çözüm Teknikleri

Jeofizikte “Düz çözüm” ve “Ters çözüm” diye iki kavram vardır. Düz çözüm, bilinen bir fiziksel parametre dağılımı ile oluşturulan yeraltı modeli üzerinde ölçülebilecek verileri hesaplanması iken ters çözüm ise ölçülmüş olan sayısal veriden yeraltı fiziksel parametre dağılımının (modelinin) kestirilmeye çalışılması olarak özetlenebilir. Ters çözüm işlemi ölçülen veriler ile yeraltı parametrelerine bağlı olarak doğrusal veya doğrusal olmayan olarak ikiye ayrılır. Jeofizikte düz çözüm genel olarak,

$$d = f(m) \quad (3.1)$$

denklemleri ile gösterilir. Burada m , model parametrelerini, f düz çözüm fonksiyonunu ve d ise sayısal veriyi ifade etmektedir. Sayısal çözümlemede doğrusal bağıntılar sistemi aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$Ax = b \quad (3.2)$$

Burada A katsayılar dizisi, x bilinmeyenler vektörü ve b ise sonuçları içeren vektördür. Burada A dizisi farklı boyutlarda olabilir. Eğer kare boyutlarında ($n \times n$ gibi) olması durumunda ve pensore koşulları sağlanıyorsa (Wikipedia, 2022) bağıntı sistemi tam tanımlıdır (well-posed). A dizisinin dikdörtgen olması ve boyutlarının durumlarına göre bağıntı sistemi aşırı tanımlı ya da az tanımlı olabilir. Eğer A dizisi kare ve tekil

olmayan bir dizey ise A dizeyinin tersi (A^{-1}) vardır ve (3.2) denklemi nin her iki tarafı A^{-1} ile çarpılıp, $A^{-1}A=I$ kuralı uygulanırsa

$$x = A^{-1}b \quad (3.3)$$

doğrusal sistemi çözülebilir. Eşitlik çözüldüğünde “x” bilinmeyenlerine göre n adet eşitliği sağlaması gerekir. Eğer bu eşitlikler sağlanıyorsa sistem iyi koşullu (well posed) aksi tüm durumlarda ise kötü koşullu (ill posed) sistemdir. Ancak jeofizikte karşılaşılan problemler genellikle doğrusal olmayan (nonlinear) sistemlerdir ve kötü koşulludur. Ayrıca ölçülen veri her zaman bir gürültü içermektedir. Bu ise ölçülen veri ile hesaplanan arasında bir farkın olacağı anlamına gelir. “d” arazide ölçülen veri ($N \times 1$) boyutlu vektör, f düz çözüm operatörü, m ise model parametrelerini içeren (MT ve ERT çalışmaları, 2B çözümlerde genellikle öz direnç blokları) ($M \times 1$) vektör olmak üzere bu farka hata denilirse (e),

$$e = d - f(m) \quad (3.4)$$

olarak tanımlanır. Jeofizikte ölçülen veri gürültü içerdiği için e hatasının belirli bir düzeyde kalması istenir. Bu ise, istenilen hata aralığında kalan birden çok modelin olabileceğini ve çözümün tek bir sonucunun olmadığını (nonunique) gösterir. 3.4 denkleminde düz çözüm bir m^0 başlangıç modeline göre yapılmaktadır. Bu model ise genellikle yeraltı jeolojisine çok yakın ve mantıklı bir model olması istenir. Doğrusal olmayan jeofizik problemini doğrusal hale getirip çözebilmek için model fonksiyonunu Taylor serisine açılıp yüksek mertebeden türevli değerleri ihmal edilirse model fonksiyonuna yaklaşım yapılır ve doğrusal hale getirilir,

$$f(m) = f(m^0) + \left\{ \sum_{j=1}^M \frac{\partial f(m^0)}{\partial m_j} (m - m^0) \right\} \quad (3.5)$$

(3.4) bağıntısı (3.5) bağıntısında ve $\nabla d = d - f(m^0)$, $A = \frac{\partial f(m^0)}{\partial m}$, $\nabla m = m - m^0$ kısaltmaları yapıldıktan sonra yerine koyulursa,

$$e = d - f(m) = \Delta d - A\Delta m \quad (3.6)$$

haline gelir. Burada Δd ölçülen veri ile düz çözümden hesaplanan veri arasındaki fark, Δm başlangıç modeli ile model parametreleri arasındaki fark, A ise duyarlılık dizeyidir. Duyarlılık dizeyi, verinin parametrelere göre türevlerini içeren dizeydir. Bu düzey “jacobian” dizeyi olarak da anılmaktadır. “ e ” ise hata vektörü veya rezidüel vektördür. Burada amaç hata vektörünü en küçük veya istenen bir sınırdan kalmasını sağlamaktır. Bu işlem ise gözlem verileri ile bu verilere en iyi uyum sağlayan model verileri arasındaki hataların uzunluklarına (Norm) göre yapılır. Bu uyum normlarının karelerinin toplamı şeklinde aranır. “En Küçük Kareler (EKK)” veya L_2 normu olarak adlandırılır. EKK’da toplam karesel hata, diğer adıyla “objektif fonksiyon “ e ” vektör bileşenlerinin kareleri toplamı ile bulunur. Bu toplam “ E ” olursa,

$$E = \sum_{i=1}^n e_i^2 = e^T e \quad (3.7)$$

olur. Açık bir şekilde yazılırsa

$$E = (d - f(m))^T (d - f(m)) = \|\Delta d - A\Delta m\|^2 \quad (3.8)$$

E fonksiyonunun en küçük olduğu yerler çözümü temsil edecektir. Bunu gerçekleştirebilmek için (3.8) denklemi Δm ye göre türevi alınıp sıfıra eşitlenirse

$$\partial[(\Delta d - A\Delta m)^T (\Delta d - A\Delta m)] = 0 \quad (3.9)$$

elde edilir. Sadeleştirmeler sonrasında (3.9) denkleminde Δm , nin çözümü,

$$\Delta m = (A^T A)^{-1} A^T \Delta d \quad (3.10)$$

olarak elde edilir ve doğrusal olmayan problemlerin Gauss-Newton çözümü veya EKK (non-linear least-squares) olarak bilinir. Doğrusal olmayan sistemlerde çözüm

yinelemeli olarak yapılmaktadır. 3.10 denkleminde elde edilen parametre düzeltmesi bir sonraki yinelemede parametrelere eklenerek devam edilir.

$$m_{i+1} = m_i + \Delta m_i \quad (3.11)$$

3.10 eşitliğinde kısmi türevleri içeren $A^T A$ dizeyinin her zaman tersi alınamaz. Bu ise $A^T A$ dizeyinin tekil değerler içerdiğini gösterir. Eşitlik 3.10 değiştirilerek yeniden çözüm,

$$\Delta m = (A^T A + \lambda I)^{-1} A^T \Delta d \quad (3.12)$$

elde edilir. Bu ise doğrusal olmayan sistemlerin sönümlü en küçük kareler (Levenberg-Marquardt) çözümü olarak bilinir. Burada sönüm faktörü önemli bir role sahiptir ve dikkatli belirlenmesi gerekmektedir (Menke, 1984).

Tüm ters çözüm algoritmaları jeolojik olarak yorumlanabilen, bunu yaparken de ölçülen ve hesaplanan veri uyumsuzluğunu kabul edilebilir düzeyde tutan en iyi modeli bulmayı amaçlar. Bunun için genel olarak bir veya birkaç amaç fonksiyoneli tanımlanır ve bu fonksiyonların minimize olması istenir (Siripunvaraporn, 2012). Denklem (3.6) nın çözümü farklı yollarla da yapılabilir. Bunlardan birisi OCCAM olarak bilinen Yuvarlatılmış en küçük kareler yöntemidir. Bunun için veri uyumsuzluk fonksiyoneli (data misfit functional) şöyle tanımlanır,

$$\varphi_d = (d - f(m))^T C_d^{-1} (d - f(m)) \quad (3.13)$$

Burada $f(m)$ düz çözüm cevabı, C_d veri kovaryans dizeyidir. Normal şartlarda (3.13) denklemi yinelemeli çözümde yakınsayacaktır ancak veri hataları, uzamsal olarak yetersiz veri, yeraltı boyutluluğu hakkındaki kabul ve kısıtlamalardan dolayı tek bir çözümü yoktur (Parker, 1980). Modele bağlı bir uyumsuzluk fonksiyoneli tanımlanırsa

$$\varphi_m = (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0) \quad (3.14)$$

burada C_m modeldeki blokların rezistivite değerleri ve yumuşaklığını, başlangıç veya bir önceki model m_0 a göre temsil eden kovaryans matrisidir (Siripunvaraporn ve Egbert, 2000). İki fonksiyonel birleştirilerek en küçüklenmeye çalışılır.

$$\varphi_\lambda(m) = \varphi_m + \lambda^{-1}(\varphi_d - \chi_*^2) \xrightarrow{m, \lambda} \min. \quad (3.15)$$

χ_* , ulaşılmak istenilen misfit değeridir. Burada lagrange çarpanı olarak bilinen λ , veri misfit normunu (data misfit) veya modelin normunu en aza indirmek için daha fazla ağırlık verilip verilmeyeceğini kontrol eder (Tikhonov ve Arsenin, 1977). Denklem (3.15) i en küçük yapan sabit noktalar vardır ve bunların bulunması gerekir. Bunun için (3.15) denklemi yerine bir ceza fonksiyoneli (penalty functional) tanımlanır.

$$W_\lambda(m) = \varphi_m + \lambda^{-1} \varphi_d \xrightarrow{m, \lambda} \min \quad (3.16)$$

$W_\lambda(m)$ fonksiyonelinin lagrange çarpanı λ nın değişik değerleri için minimize edilmesi ile $\varphi_\lambda(m)$ fonksiyoneli içinde durağan bir nokta bulunmuş olur. Dolayısıyla istenilen misfit değerine ulaşmak için gerekli olan λ değeri bulunmuş olur. Buradan da anlaşılacağı gibi OCCAM ters çözüm algoritması son çözümü bulmadan önce iki aşamadan geçer. Birinci aşama olarak bir dizi λ değerleri ile (3.15) denkleminin 2. terimi sıfıra eşitlenir ve en uygun λ değeri tespit edilir. Daha sonra misfiti aynı seviyede tutarken modelin en küçük normu aranır (Siripunvaraporn, 2012). Ters çözüm algoritmalarında en büyük hesaplama maliyeti kısmi türevleri içeren duyarlılık dizeyinin hesaplanması ve bu dizeyin tersinin alınması işlemidir. Duyarlılık dizeyinin hesaplanması genellikle göze alınan bir maliyettir. Ancak büyük bir dizeyin tersinin alınması veya tersinin yaklaşık olarak hesaplanması için çeşitli yöntemler mevcuttur. Bunlardan birisi ise eşlenik türev (Conjuncte Gradient, CG) algoritmasıdır.

Yukarıda anlatılan ters çözüm teknikleri ve birçokları jeofizik ve doğa bilimlerinde çok yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Günümüzde global arama teknikleri giderek artmaktadır (Sen ve Stoffa, 1991; Monteiro Santos, 2010; Pekşen vd., 2011; Biswas

ve Sharma 2014; Başokur vd., 2007; Jha vd., 2008; Balkaya vd., 2013; Balkaya, 2013; Göktürkler ve Balkaya, 2012)

Doğrusallaştırılmış ters çözüm tekniklerinde belirli bir başlangıç modeli gerekmektedir. Başlangıç modeli uygun seçilmezse ters çözüm sonucu ortaya çıkacak model gerçek yeraltı modelinden farklı olacaktır (Başokur, 2002). Bu ifadenin bir başka deyişi ise, çözüm sonucu misfit uzayında yerel bir minimumda kalabilir. Global arama yöntemleri belirli bir başlangıç modeline ihtiyaç duymazlar. Buna bağlı olarak misfit uzayında yerel minimumlardan çıkıp genel minimuma ulaşabilmeleri en büyük avantajlarıdır (Göktürkler vd., 2016). Doğrudan arama yöntemleri içerisinde en popüler olanları, Komşuluk Algoritması (KA, Neighborhood Algorithm), Genetik Algoritma (GA, Genetic Algorithm), Yapay ısı işlem (Yİİ, Simulating Annealing) olarak sayılabilir. KA algoritması Tipik bir Monte-Carlo yöntemidir ve arama uzayında birçok yeri örnekler. Ancak KA algoritmasında bir önceki örneklem bir sonraki örneklemeye kılavuzluk yapmaktadır. Arama uzayında ilgi çekici bir çözüm bulunamayan alanlar, ilgi çekici ve düşük misfit sunan alanlardan daha az örneklenir (Wathelet, 2008).

KA parametre uzayında misfit fonksiyonunu belirlemek için Voronoi hücrelerinden faydalanır. Bunun için arama uzayına rastgele örnekler dağıtılır. Dağıtılan bu örnekleri merkeze alarak uygun geometri ile sarar. Düşük misfit değerleri sunan hücreler bir sonraki nesil örnekler için umut vaat eden bölgelerdir. Düşük misfit sunan bu hücelere yeni nesil örnekler atılır. Daha sonra orijinal popülasyonu koruyarak Voronoi hücreleri yeniden kurulur. Bu işlem kabul edilebilir misfit değeri elde edilene kadar veya maksimum yineleme sayısına ulaşılan kadar devam eder (Wathelet, 2008).

Dispersiyon eğrisinden yeraltı modeli hesaplanırken genellikle dört parametre kullanılır. Bunlar V_s , h (tabaka kalınlığı), V_p ve yoğunluktur. Bu parametreler içinde yoğunluk en az etkiye sahiptir ve tüm tabakalar için sabit kabul edilebilir. V_p hızı ise genelde bir değere sabitlenip kullanılır ve yeraltı modeli için tabaka kalınlığı ve V_s hız dağılımı incelenir (Herrman, 1994). Herrman (1994) V_p ile V_s hızının Poisson oranı ile birbirlerine bağlı olsalar bile V_p hızının dispersiyon üzerinde bir etkisi olmadığını

söylemiştir. Ancak Wathelet (2008) bazı durumlarda, özellikle Poisson oranının 0.3'den küçük olduğu masif ve sert kayaç ortamlarında bunun doğru olmadığını göstermiştir.

Bu çalışmada MT verilerini değerlendirmek için kullanılan yazılım, Fortran dilinde yazılmış açık kaynak kodlu "OCCAM2DMT_V3.0" yazılımıdır (deGroot-Hedlin ve Constable, 1990).

DA öz direnç verilerini değerlendirmek için iki farklı yazılım kullanılmıştır. İlk yazılım 2DDC, MATLAB kullanılarak geliştirilmiştir ve sönümlü en küçük kareler yöntemini kullanmaktadır (Ulugergerli, 2006; 2017). İkinci yazılım, BERT, kodu ise açık kaynak kodlu C++, Python ve betik dillerinin karışımı ile geliştirilmiştir ve ters çözüm için CG algoritmasını kullanmaktadır (Günther vd., 2004). Her iki yazılımda yumuşatılmış sonuç için Occam koşulunu kullanmaktadır.

SPAC verilerin değerlendirmek için ise C++ dilinde yazılmış açık kaynak kodlu GEOPSY isimli yazılım kullanılmıştır. Geopsy yazılımı katman parametrelerini bulmak için KA kullanmaktadır (Wathelet, 2008; Wathelet, vd., 2020).

3.2. Manyetotellürik Yöntem

Manyetotellürik sözcüğü, manyetik ile ilgili manyeto ve yer küre akımları için kullanılan tellürik sözcüklerinin birleşiminden oluşur. Bu anlamda manyetotellürik, manyetik alan nedeniyle oluşan akımların oluşturduğu değişimleri inceleyen bir yöntem olarak tanımlanabilir (Özürkan ve Ulugergerli, 2005). MT yönteminde veri kalitesi iyiye ve doğru veri işlem teknikleri kullanıldıysa yer içini sığ derinliklerden başlayıp (~50-60 m) yüzlerce kilometreye kadar değişen derinliklerde yeraltındaki direnç dağılımını belirleyebilen ve difüzyon denklemleriyle kontrol edilen jeofizik tekniklere ait bir elektromanyetik sondaj yöntemidir (Telford, 1990). MT yönteminde kaynak olarak yer içerisinde doğal olarak oluşan jeomanyetik değişimler ve bu değişimlerin indüklediği elektrik alanlar kullanıldığı için esasen pasif bir yöntemdir. Yöntem, kuramsal ilkeleri Tikhonov (1950) ve Cagniard (1953) tarafından belirlenen

ve ölçü sistemleri açısından gerekli teknolojiye 1970'lerde (Vozoff, 1972) ulaşılan doğal kaynaklı elektromanyetik (EM) yöntemlerinden biridir. Başka bir tanımla MT, genellikle, $10^{-5} - 10^3$ Hz. aralığında, doğal elektrik ve manyetik alan değişimlerinin ölçülerek yer elektrik özdirenç yapısının belirlendiği bir yöntemdir (Vozoff 1972). Yeryüzünde yapılacak elektrik ve manyetik alanların zamana bağlı değişimlerin ölçülmesi ve Maxwell teorisine göre ölçülen bu alanların görünür özdirenç ve faza dönüştürülerek (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953), yer içinin derinliklerine doğru özdirenç bilgisi elde edilebilir (Thiel, 2008). Manyetotellürik olaylar, manyetik alanın $10^{-5} - 10^5$ Hz. arasında doğal olarak değişimi sonucunda yeryüzünde elektrik akımlarının oluşmasına sebep olur. Elektromanyetik alanların yayılması, Maxwell denklemleri olarak bilinen dört denklem ile tanımlanır. Maxwell denklemleri esasen Ampere, Faraday ve Coulomb tarafından belirlenen yasaları bir araya getirip matematiksel olarak ispatlamıştır. Elektrik ve manyetik kaynak içermeyen, polarize olabilen ve mıknatıslanabilir her ortamda, Maxwell denklemleri tüm frekanslar ve uzayın her noktasında için her zaman geçerlidir. Buda bize Maxwell denklemlerinin evrensel denklemler olduğunu gösterir.

3.1.1. MT yönteminde kaynak.

Dünyanın zamanla değişen manyetik alanı, genlikleri ve zamana bağlı davranışları açısından büyük ölçüde farklılık gösteren iki farklı kaynak tarafından üretilir. Bunlar, Dünya'nın dış çekirdeğindeki manyeto-hidrokinematik olayların oluşturduğu manyetosfer kaynaklı süreçler (McPherron, 2005) ve atmosferik olaylardır (Özürkan ve Ulugergerli, 2005). Dış kaynaklı alan olarak isimlendirilen manyetosfer kaynaklı alanlar genellikle 1 Hz. den düşük frekanslı olaylardır. Atmosferik olaylar ise genellikle 1 Hz. in üzerindeki olaylardır.

Yer manyetosferi, tanım olarak, gezegenin manyetik alanın etkisi ile Güneş rüzgârı adı verilen güneş kökenli hızlı parçacıkların oluşturduğu plazma akımının, saptırılarak engellendiği bölgedir. Güneş rüzgârının manyetosphereye sabit basıncı, güneşe yönelik tarafta (gündüz) sıkışmalara ve gece tarafında bir kuyruğa neden olur. Güneş

rüzgarının yoğunluğu, hızı ve gücündeki değişiklikler nedeniyle, Dünya'nın manyetosferi manyetik alanında çeşitli bozulmalara ve değişikliklere neden olur. Dünya'nın gündüz tarafındaki yumuşak x-ışınları ve ultraviyole ışık, iyonosferdeki hava moleküllerinin 80-120 km yükseklikte iyonlaşmasına neden olur. Güneş ısı, iyonize hava moleküllerinin termal konveksiyonunu indükler ve böylece manyetik alan kaynakları olarak hareket eden büyük ölçekli elektrik akımları oluşturur. Manyetik alan şiddetindeki değişiklikler, 600 saniyeye kadar periyotlarla jeomanyetik alanları oluşturabilirler (Campbell, 2003).

3.1.2. Maxwell Denklemleri

Maxwell, Faraday, Ampere ve Gauss yasalarını yeniden düzenleyip bunları matematiksel olarak ifade etmiş ve bunları dört denklem halinde sunmuştur. Günümüzde, bu dört denklem Maxwell denklemleri olarak bilinir. İzotropik ve tekdüze bir ortam için zaman alanındaki Maxwell denklemleri izleyen şekilde ifade edilir.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (3.17)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (3.18)$$

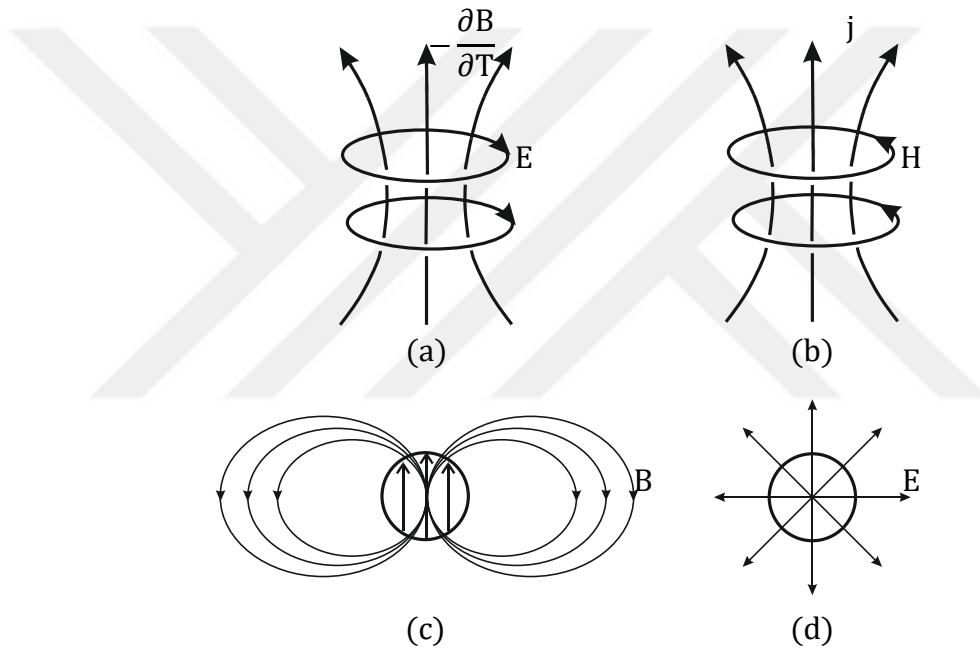
$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.19)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (3.20)$$

Yukarıdaki denklemlerde, E Elektrik Alan Şiddeti (V/m), H Manyetik Alan Şiddeti (V/m), B Manyetik Akı Yoğunluğu (Weber/m²), J Akım Yoğunluğu (Amper/m²), D Elektrik Yer Değiştirme (Coulomb/m²), q Yük Yoğunluğudur (Coulomb/m³) (Ward ve Hohmann, 1987).

Maxwell denklemlerinin davranışları ve ilişkileri şematik olarak Şekil 3.1'de gösterilmiştir. Maxwell denklemlerinin birinci denklemi (Denklem 3.17) zamanla değişen manyetik akı yoğunluğu ile elektrik alan arasındaki ilişkiyi gösteren Faraday yasasının karşılığıdır. Denklem (3.18) ise Ampere yasası olarak bilinir ve zamanla

değişen Elektrik yer değiştirme, akım yoğunluğu ile Manyetik alan arasındaki ilişkiyi açıklar. Üçüncü denklem (3.19) ise Manyetizma için Gauss yasası olarak bilinir ve bu yasa kapalı bir yüzeyden geçen net manyetik akının sıfır olduğunu gösterir. Bunun sebebi manyetik alan çizgilerinin belli bir başlangıç ve bitiş noktasına sahip olmayıp kapalı olmasıdır. Dördüncü denklem (3.20) Fizikte Gauss 'un akı teoremi olarak bilinen Gauss yasası, elektrik yükünün ortaya çıkan elektrik alanına dağılımına ilişkilendiren matematiksel bir yasadır ve elektrik yüklerinden kaynak olarak elektrik alan çizgileri çıkmaktadır.



Şekil 3.1. Maxwell denklemlerinin fiziksel ifadelerinin şematik gösterimi (a) Faraday yasası (b) Ampere yasası (c) Manyetizma için Gauss yasası (d) Gauss yasası (Özürlan ve Uluggerli 2005'den düzenlenmiştir.)

Tekdüze ve tek tip ortamlarda malzeme denklemleri (material equations) izleyen şekilde yazılabilir.

$$B = \mu H \quad (3.21)$$

$$D = \varepsilon E \quad (3.22)$$

$$J = \sigma E \quad (3.23)$$

Malzeme denklemlerinde $\mu = \mu_0 \mu_r$ manyetik geçirgenlik, $\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r$ bağıl dielektrik geçirgenliktir. Boşlukta $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Henry/metre ve $\varepsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$ Farad/metre dir. Denklem (3.23) ohm kanunu olarak bilinmektedir ve bu, bir elektrik alanı içerisindeki akımlar, sadece ortamın iletkenliği sıfırdan farklı σ (Siemens/metre) ise akabileceğini göstermektedir. Malzeme denklemleri (3.21, 3.22) ve ohm kanunu denklemini (3.23) kullanarak Maxwell (3.18) ve (3.19) denklemleri aşağıdaki şekli alır.

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = -\frac{\partial H}{\partial t} \quad (3.24)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mu \sigma \mathbf{E} + \mu \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (3.25)$$

3.1.3. Yarı sonsuz ve tekdüze ortamlarda elektromanyetik indüksiyon

Elektrik ve manyetik alanlar için zaman ortamında elektromanyetik dalga denklemi elde etmek için önce Denklem 3.25'in rotasyonu alınırsa,

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{H}) = \nabla \cdot (\nabla \cdot \mathbf{H}) - \nabla^2 \mathbf{H} = \nabla \times \left(\mu \sigma \mathbf{E} + \mu \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \right) = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \quad (3.26)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \quad (3.27)$$

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{E}) = \nabla \cdot (\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} = \mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \mathbf{H}) = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \quad (3.28)$$

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (3.29)$$

denklemleri elde edilir. Helmholtz denklemleri olarak bilinen denklem 3.27 ve 3.28 bir ortamdaki dalganın, zaman ortamındaki yayılımı ve sönümü ile ilgili bilgileri vermektedir. H 'nin $e^{i\omega t}$ ye bağlı olarak zaman ortamında olduğunu varsayarsak (ω açısal frekans $\omega = 2\pi f$ ve $i = \sqrt{-1}$) Denklem 3.22 frekans ortamındaki Helmholtz denklemleri ise;

$$\nabla^2 \mathbf{H} = i\omega \mu \sigma \mathbf{H} - \omega^2 \varepsilon \mu \mathbf{H} \quad (3.30)$$

$$\nabla^2 \mathbf{E} = i\omega \mu \sigma \mathbf{E} - \omega^2 \varepsilon \mu \mathbf{E} \quad (3.31)$$

olarak bulunur. Bu denklemler, manyetik geçirgenliği μ , iletkenliği σ ve dielektrik katsayısı ϵ olan tekdüze ve tektip ortamlarda manyetik ve elektrik alanların yayılımını tanımlayan elektromanyetik dalga denklemleridir. Bu denklemler düzlem dalga olarak kabul edilip, coğrafi koordinat sistemi (x, y, z) için, sırasıyla kuzeyi, doğuyu ve düşey olarak aşağıyı düşünürsek, düzlem dalganın yeryüzüne paralel/koşut olduğu durumda (E_x) alanın x ve y yönlerinde değişimi olmayacaktır. Bu durumda denklem 3.25 ve 3.29 yalnızca iletkenliğe σ ve açılal frekansa ω bağılı değildir, ayrıca derinliğe bağımlıdır $B = B(z)$. Bu nedenle, difüzyon denklemlerinin aşağıdaki çözüm tanımlanabilir,

$$E_x = Ae^{i\omega t}e^{kz} + Be^{i\omega t}e^{-kz} \quad (3.32)$$

Maxwell denklemlerinde görüldüğü gibi zamanla değişen bir manyetik alan iletken ortam içinde bir elektrik alan yaratır. Denklem 3.17 ve bu denkleme ait rotasyonel işlemi ise,

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} = \begin{vmatrix} \mathbf{i} & \mathbf{j} & \mathbf{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ E_x & 0 & 0 \end{vmatrix} = \mathbf{j} \left(\frac{\partial E_x}{\partial z} \right) \quad (3.33)$$

y yönünde yöney sıfır olduğundan

$$\left(\frac{\partial E_x}{\partial z} \right) = -\frac{\partial B}{\partial t} = -\mu \frac{\partial H_y}{\partial t} \quad (3.34)$$

Sinüzoidal bir değişim varsayılırsa,

$$H_y = |H_0|e^{i\omega t} \quad (3.35)$$

Ve Fourier dönüşüm özelliğinden,

$$\mathfrak{F} \left[\frac{\partial H_y}{\partial t} \right] \rightarrow i\omega H_y = i\omega H_0 e^{i\omega t} \quad (3.36)$$

Yazılabilir. Buradan,

$$H_y = -\frac{k}{i\omega\mu} [Ae^{i\omega t}e^{kz} - Be^{i\omega t}e^{-kz}] \quad (3.36)$$

elde edilir. Bir ortamdaki elektromanyetik dalganın elektrik alan bileşenine dik olan manyetik alan bileşenine oranı yayıldığı ortam için özgündür (Stratton, 1941). Bu oran dalga empedansı (Z) olarak isimlendirilir.

$$Z = \frac{E_x}{H_y} \quad (3.37)$$

Bu durumda,

$$Z = -\frac{i\omega\mu}{k} \left[\frac{Ae^{i\omega t}e^{kz} + Be^{i\omega t}e^{-kz}}{Ae^{i\omega t}e^{kz} - Be^{i\omega t}e^{-kz}} \right] \quad (3.38)$$

elde edilir. Burada k dalga sayısıdır. Buradan sonra gerekli trigonometrik ve cebirsel düzeltmeler uygulandıktan sonra denklem 3.38'den,

$$\rho = \frac{1}{2\pi\mu f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (3.39)$$

eşitliği elde edilir. Bu eşitlik jeofizikte manyetotellürik yöntemin temelini oluşturmaktadır (Özürlan ve Uluggerli, 2005). E_x in birimi milivolt/km ve H_y nin birimi nanoTesla (nT) olursa ρ nun birimi de ohm.m olur. Farklı yönlerde ölçü alındığında (x, y) iki farklı öz direnç tanımı elde edilecektir (ρ_{xy}, ρ_{yx}).

$$\rho_{xy} = \frac{1}{2\pi\mu f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (3.40)$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{2\pi\mu f} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (3.41)$$

Bu bağıntılar “Cagniard – Tikhonov özdirenç bağıntıları” olarak bilinirler. Empedansın fazı ise izleyen şekilde olacaktır.

$$\emptyset = \arg Z = \arg \sqrt{\frac{\omega}{\mu\sigma}} \sqrt{i} = \arg \sqrt{\frac{\omega}{\mu\sigma}} e^{i\frac{\pi}{4}} = \frac{\pi}{4} = 45^\circ \quad (3.42)$$

Buradan, alttaki yarı sonsuz ve homojen ortam direncine bakılmaksızın faz 45° 'de sabittir.

3.1.4. 2B ve 3B ortamlarda elektromanyetik yayılım.

Tek boyutlu ortam olarak jeofizikte tabakalı ortamlar kast edilmektedir Şekil 3.2a da bu ortama ait şematik durum görülebilir. Bir boyutlu ortamda iletkenliğin yalnızca düşey yönde değiştiği yanal yönlerde değişmediği varsayılır. Bu durumda tabakalı ortamlar için empedans bağıntısı en alttaki katman n. tabakadan başlayarak Wait (1954)'in özyinelemeli formülü, n. katmanın üzerine karşılık gelen her katmanı hesaplar. Bağıntı izleyen şekilde yazılır.

$$Z_n = \frac{i\omega\mu}{k_1} \coth \left((k_n h_n) + \coth^{-1} \left(\frac{Z_{n+1} k_{n+1}}{k_{n+1}} \right) \right) \quad (3.43)$$

Burada k, EM dalganın yayılım sabiti, h ise tabaka kalınlığıdır. Faz ise Empedansın gerçel ve sanal oranların ters tanjantı olarak verilir.

$$\emptyset = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z}{\text{Re } Z} \right) \quad (3.44)$$

Denklem 3.43 ve 3.44 tabakalı ve tekdüze olmayan ortamlar için empedans ve fazın tanımıdır. Bu tanımından faydalanarak tekdüze veya tabakalı ortamlarda fazın görünür özdirençten hesaplanabileceğini gösterir. Ancak yüzey de hesaplanan görünür özdirenç aşağıdaki tabakalardaki görünür özdirenç ve faz hesaplamalarında bir ölçekleme etkisi yapacaktır. Dolayısıyla yeryüzünde tespit edilecek görünür özdirenç değeri çok önemlidir. Faz, görünür özdirençin davranışını periyod ile

öngörür; ancak mutlak konumunu belirleyemez ve yer altı yapısı bir boyutlu olmadığı durumlarda EM dalganın dispersif hareketinin yer altı boyutluluğuna göre ayarlanması gerekir (Fischer ve Schnegg, 1993).

Yeraltı yapısının 2B olduğu durumlar genellikle bir fay veya dayk modeline benzetilmektedir (Şekil 3.2b). Yer altı yapısının 2B olduğu kabul edildiği durumlarda 2 boyutlu yer altı yapısının deri kalınlığından (skin depth) önemli ölçüde büyük olması gerekir (Simpson ve Bahr, 2005). Empedans tensörünün elektrik ve manyetik alanlarla ilişkisi izleyen şekilde verilir.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (3.45)$$

MT yöntemde empedans tensörünün ortama ve frekansa göre çözümlemesi ile yer altı yapısının boyutluluğu tartışılabilir. Bu çözümleme boyutluluk çözümlemesi olarak da bilinmektedir. Yanlış boyutlandırılmış MT verisinin modellenmesi de hatalı yorumlara neden olacaktır (Özürlan ve Uluggergerli, 2005). Yer altı yapısının 1, 2 ve 3 boyutlu empedans tensör bileşenlerinin alacağı değerler sırasıyla,

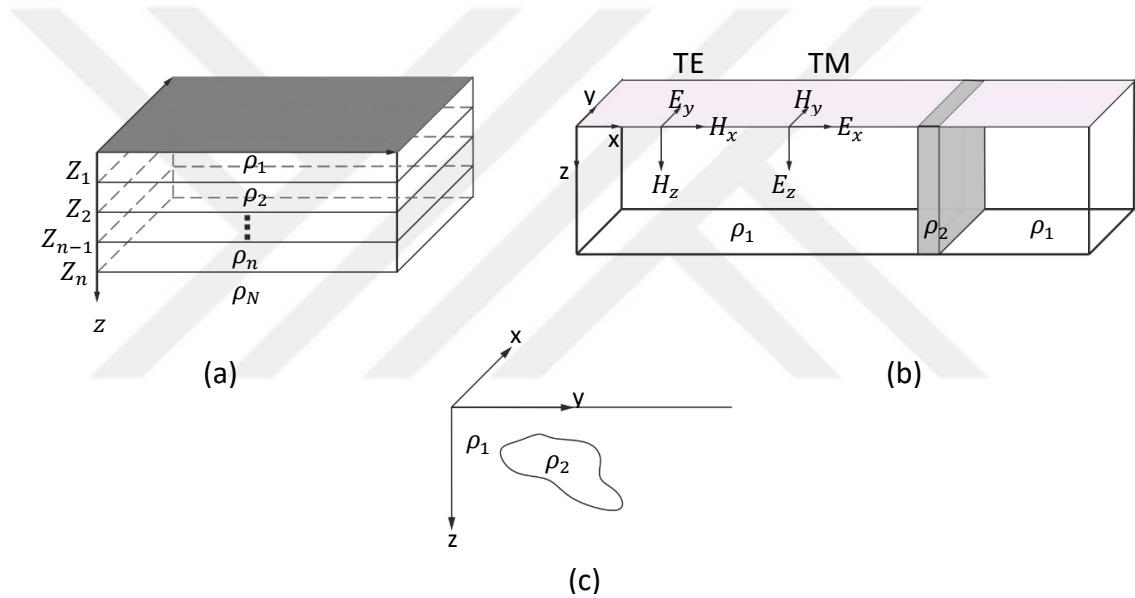
$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \text{ ve } Z_{xy} = Z_{yx} \neq 0 \quad (3.46)$$

$$Z_{xx} = -Z_{yy} \text{ ve } Z_{xy} \neq Z_{yx} \quad (3.47)$$

$$Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0 \quad (3.48)$$

Ortamin iki boyutlu olduğu ortamlarda arazide toplanan ölçülerin iki boyutlu elektrik yapısı yönüne (strike direction) paralel veya dik olması koşuluna bağlı olarak öz direnç tanımı ve öz direnç değişecektir. Dolayısıyla sadece iki boyutlu ortamlarda geçerli olmak üzere TE (Transverse Electric) ve TM (Transverse Magnetic) iki farklı öz direnç tanımı vardır. TE modunda, ölçülen elektrik alan bileşeninin iki boyutlu yapıya paralel, TM modunda ise ölçülen manyetik alan bileşeninin iki boyutlu yapıya paralel olduğu varsayılır.

Üç boyutlu bir ortamda (Şekil 3.2c), elektrik ve manyetik alanın tüm bileşenleri birbirinden bağımsız, birbirine ve sıfıra eşit değildir. Empedans tensörü yer altı yapılarının boyutluluğu ile ilgili önemli bilgiler verir. Empedans tensörünün dört bileşenin tümü birbirinden bağımsız ve empedans tensörü döndürülmesine rağmen uygun bir açı için $Z_{xx} = -Z_{yy}$ eşitliği sağlanamıyorsa yer altı büyük olasılıkla üç boyutludur. Tabii bu alınan ölçünün niteliği bakımından göreceli bir kavramdır. Çok uzun süreli ölçüler ve deri kalınlığının yüksek olduğu araştırmalarda görece üç boyutlu ortam yüzeye yakın ve homojen olmayan bir ortam özelliği gösterebilir ve buna galvanik (galvanic response) etki denir ve statik kayma (static shift) etkisi olarak isimlendirilir (Simpson ve Bahr, 2005).



Şekil 3.2. MT yönteminde öz direnç dağılımları için şematik yer altı modelleri. (a) Derinlikle öz direncin değiştiği 1B yer altı modeli, (b) TE ve TM modlarıyla beraber yanal yönde öz direnç değişimini gösteren iki boyutlu model, (c) Empedans tensörü Z'nin tam olarak kullanıldığı ve tüm bileşenlerinin birbirinden bağımsız olduğu üç boyutlu direnç modeli (Ulugergerli 1993; Fischer ve Schnegg, 1993'den değiştirilerek alınmıştır).

Genel olarak MT ölçümü, ihtiyaç duyulan maksimum derinliğe bağlı olarak bir gün ile birkaç ay hatta bazı araştırmalarda birkaç sene arasında kaydedilen zamanla değişen elektrik ve manyetik alanların ölçümünü içerir. Ölçü alınan aletin (özellikle manyetik sensörler) duyarlılığına bağlı olarak, daha uzun kayıtlar daha uzun periyotlardaki olayların ölçülmesine olanak sağlar. Zaman ortamında ölçülen elektrik ve manyetik

alanlar Fourier dönüşümü ile frekans alanına dönüştürülür ve frekans ortamında empedans tahminleri yapılır. Genelde frekans ortamına geçmeden zaman serileri analiz kodları ile empedans tahminleri çalışmaları bulunmaktadır ancak çok yaygın kullanılmamaktadır. MT verilerinin düz çözümü veya ters çözümünden önce, ölçü kalitesini incelemek ve yer altı yapısının elektriksel olarak boyutluluğunu anlamak çok önemlidir (Chave vd., 1987; Chave ve Thomson, 1989; Egbert, 1997; Smirnov, 2003; Özürkan ve Ulugergerli, 2005; Jones, 2012).

MT verilerini yorumlamanın zorluklarından biri, daha derin seviyelerden gelen bilgilerin yüzeye yakın iletkenlik heterojenliklerinin etkisiyle bozulmuş olmasıdır. Galvanik etkinin anlaşılması, yer altı görünür öz direnç dağılımının bir, iki veya üç boyutluluğunun anlaşılması ve bunun giderilmesi genelde iki boyutlu değerlendirmeler de kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntemler genelde bir kabule dayanmaktadır. Bunlar yeraltının,

- Tamamıyla bir boyutlu yeraltı durumu (1B),
- Tamamıyla iki boyutlu yeraltı durumu (2B),
- Tamamıyla 3 boyutlu yeraltı durumu (3B)
- Üç boyutlu yapının altında bir boyutlu yapı bulunması (3B/1B)
- Üç boyutlu yapının altında iki boyutlu yapı bulunması (3B/2B)
- Üç boyutlu yapı altında üç boyutlu yapı bulunması

gibi senaryolardır (Bahr, 1988; Groom ve Bailey, 1989; Ledo vd., 1998; Lilley, 1998; Utada ve Munekane, 2000; McNeice ve Jones, 2001). MT yöntemde en tartışmalı ve anlaşılması ve giderilmesi en zor bölümlerden birisi budur.

MT ölçülerinde görece yüzeye yakın ve görece küçük yapılar, elektrik ve manyetik alanlarda bozucu bir etkiye sahiptir (Chave ve Smith, 1994). Bu etki, yapıların boyutuna, derinliğine kullanılan frekans bandına bağlı olarak, ölçülen öz dirençlere bozucu bir etkisi vardır. Bu etki, Galvanik etki (Galvanic distortion) olarak isimlendirilir ve MT ölçülerinden bu etkinin giderilmesi için çok çeşitli çalışmalar mevcuttur (Bahr, 1988; Groom ve Bailey, 1989; Ledo vd., 1998; Lilley, 1998; Utada ve Munekane, 2000;

McNeice ve Jones, 2001). Ogawa (2002) galvanik etkinin MT ölçülerinde, faz karıştırması ve görünür öz direncin frekanstan bağımsız olarak kayması (static shift) gibi çift yönlü bir etkisi olduğunu belirtmiştir. İki boyutlu ortamlarda, özellikle statik kayma (static shift) etkisi TE ve TM modlarında farklı veya aynı oranlarda kendisini göstermektedir, dolayısıyla tanımlanması oldukça güçtür (Özürlan ve Ulugergerli, 2005). Galvanik etkinin tanımlanması için en çok kullanılan yöntemlerden biriside Groom-Bailey ayrıklaştırma (decomposition) yöntemi olarak bilinir. Bu yöntemle göre yüzeydeki elektrik ve manyetik alan, yersel heterojenite ve bazı parametrelerle birbirine bağlıdır. Yersel heterojenitenin ise kayma (shear), bükülme (twist) ve anizotropi parametreleri ile kontrol edilmektedir. McNeice ve Jones (2001), Groom-Bailey ayrıştırmasını geliştirerek yeni bir yöntem geliştirmiştir. Ancak yukarıda bahsi geçen çalışmaların hiçbirisinin galvanik etkiyi kaldırmakta tam ve kesin sonuç vereceği garanti değildir (Ogawa, 2002). Bu problemin üstesinden gelmek için çeşitli yollar mevcuttur. Özellikle iki boyutlu ters çözümde görünür öz direnç değerlerinin bir sabitle çarpma işlemi ters çözüm esnasında gerçekleştirilmektedir (Rodi ve Mackie, 2001). Veya yeterli sayıda istasyon olduğu ve statik kaymaların rastgele dağıldığını varsayarak tüm statik kaymaların toplamını en aza indirmektir (deGroot Hedlin ve Constable, 1990). Galvanik etkinin kaldırılması için filtreleme yöntemini kullanan çalışmalar da mevcuttur (Torres ve Bostick, 1992; Jones vd., 1992; Uyeshima, 2001). Galvanik etkiyi en çok etkileyen faktörlerden birisi de yüksek frekanslarda ölçülen ve sığ derinliklere ait empedanslardaki çözünürlüğün düşük olmasıdır. Yüzeye yakın etkileri belirlemek için jeofiziğin diğer yer elektrik yöntemlerinden veya sondaj logları ve verilerinden faydalanmak da başvurulacak yollardan birisidir (Spitz, 1985; Pellerin ve Hohmann, 1990; Meju, 1996; Meju vd., 1999; Harinarayana, 1999;). Bu etkileri tanımlamak ve gidermek için çeşitli yöntemler mevcuttur.

Swift analizi; Daha önce açıklandığı gibi empedans tensörü genellikle sıfır olmayan dört bileşene sahiptir ve bunların ikisi asıl ikisi ise ikincil empedanslardır. Ölçü alındığı esnada MT ölçüsü bileşenleri genellikle kuzey-güney ve doğu-batı doğrultularında konumlandırılır. Bu durumda ölçü bileşenleri yer altı elektrik yapısına paralel veya dik konumda olabilir veya olmayabilir. Bu durumda verilerin basit bir boyutlu analizi (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953) yeraltının direnç dağılımını tam olarak açıklamak

için yeterli değildir. Swift (1967) bu durumda empedans tensörünün köşegen bileşenlerinin toplamını en aza indirmek için bir empedans tensörünü başka yönlere döndürmeyi önermiştir. Köşegen bileşenlerin toplamının en aza indirilmesi, 2B bir yapının bulunmasını sağlamadığını belirten Swift (1967) bunun için bir çarpıklık ölçütü belirlemiştir.

$$k = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (3.49)$$

Bu ölçüte göre $k=0$ olduğu durumlarda yer altı bir boyutludur. Eğer $k > 0.2$ olduğu durumlarda yer altı yapısının tek boyutlu olarak kabul edilemeyeceğini ve en küçük k değeri için Swift (1967) empedans tensörünün döndürülmesini önermiş ve döndürme işlemi için ideal açının nasıl hesaplanacağını tanımlamıştır. Buna göre empedans tensörü izleyen şekildedir

$$Z_{obs} = R(\theta) Z_{2d} R^T(\theta) \quad (3.50)$$

$$R = \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad (3.51)$$

θ döndürme açısı, Z_{obs} , ölçülen empedans tensörü, $R(\theta)$ döndürme tensörü, $R^T(\theta)$ ise döndürme tensörünün transpozudur. Bu açı her bir frekans için ayrı ayrı hesaplanabilir ve döndürme işlemi her frekans için diğer frekanslardan bağımsız olarak yapılabilir.

Bahr analizi; Bahr (1998), Swift analizini biraz daha geliştirmiş ve tanıtmıştır. Bahr (1998) empedans tensörü bazlı 7 farklı parametre tanıtmıştır. Bunlardan birisi Swift (1967) çarpıklık ölçütüdür (k). Diğer parametreler ise Faz duyarlılığı (η), dönel olarak değişmeyen faz farkı (μ), Bahr çarpıklığı (ϵ), tellürik vektör sapmaları (β_1, β_2), iki boyutluluk ölçütüdür (Σ). Bu parametrelerin alabileceği değerlere göre 7 farklı senaryo tanımlamıştır. Bahr (1998)'a göre, empedans tensörünü (Z_{obs}) gerçek

bölgesel empedans tensörü (Z_R), C tensörü tarafından galvanik olarak bozulmuş ve döndürülmüş çeşitleridir.

$$Z_{obs} = R(\theta) C Z_R R^T(\theta) \quad (3.52)$$

Bahr parametreleri ve senaryolarına göre eğer Z_R iki boyutlu ise gerçek strike yönü (θ)

$$Z_{obs}(\theta) = C Z_{2D} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} \\ c_{21} & c_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z & 0 \end{bmatrix} \quad (3.53)$$

Bağıntısıyla analitik olarak veya Z_{obs} yi döndürerek tespit edilebileceğini söylemiştir.

Faz tensörü; Caldwell vd. (2004) yer altı yapılarının boyutluluğu hakkında varsayımlar içermeyen bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu ise yer altı yapısı tekdüze, bir boyutlu, iki boyutlu veya üç boyutlu olduğu ortamlarda uygulanabilir olduğu anlamına gelmektedir. Ancak Caldwell vd. (2004) e göre bölgesel elektrik alan, tensör “C” tarafından bozmuştur. Gözlenen elektrik alan (E_{obs}), gözlenen empedans (Z) ve gözlenen manyetik alan (H_{obs}) arasında

$$C E_R = C(Z_R H_{obs}) = (C Z_R)H_{obs} = Z_{obs}H_{obs} \quad (3.54)$$

İlişkisi vardır.

Empedans karmaşık bir sayıdır. Empedansı gerçel ve sanal kısımlarına ayırırsak,

$$Z_{obs} = X_{obs} + i Y_{obs} \quad (3.55)$$

Gözlenen bu karmaşık sayılar da gerçek empedansın bozulmuş halidir.

$$X_{obs} = C X_R , Y_{obs} = C Y_{obs} \quad (3.56)$$

Faz gerçel ve sanal kısımlarının oranı olarak tanımlanır. Önceki bölümlerde faz açısı ($\emptyset$) empedansın (Z) gerçel ve sanal bileşenlerinin oranının ters tanjantı olarak

tanımlamıştı. Bu ilişki bir karmaşık matris veya tensöre genelleştirilebilir (Caldwell vd., 2004). Buradan hareketle faz gerçel ve sanal kısımlara sahip X ve Y kısımları olarak tanımlanabilir.

$$\Phi = X_{obs}^{-1}Y_{obs} \quad (3.57)$$

Burada X^{-1} terimi X matrisinin tersidir ve gerçeldir. Buradan, ölçülen faz tensör ve yer altı yapısının bölgesel (regional) empedansı ise aşağıdaki gibi tanımlanır.

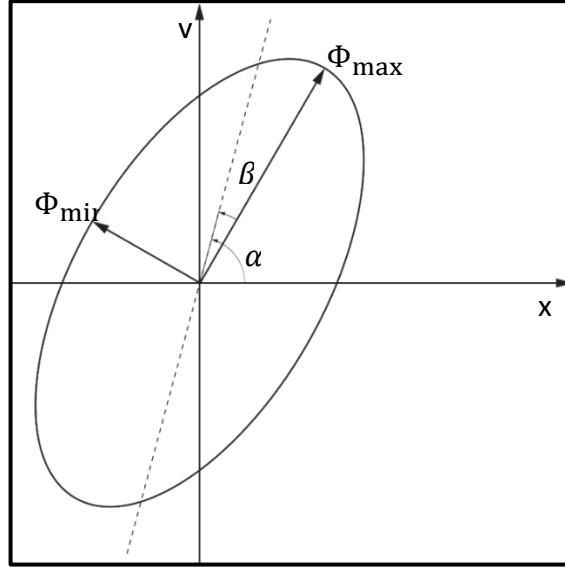
$$\Phi = X^{-1}Y = (CX_R)^{-1}(CY_R) = X_R^{-1}C^{-1}CY_R = X_R^{-1}Y_R = \Phi_R \quad (3.58)$$

Burada alt indis R ile tanımlanan parametreler bölgesel (regional) etkiyi tanımlamaktadır. Bu tensör Z_R 'nin doğası ne olursa olsun herhangi bir galvanik etkiden etkilenmemiş ve bölgesel faz tensörü ile özdeştir. Fiziksel temelde faz için beklenen davranışla tutarlı olarak yer altındaki özdirenç dağılımından bağımsızdır ve yer altı özdirenç dağılımı ile ilgili herhangi bir kabul veya varsayıma gerek yoktur (Caldwell vd., 2004). Kartezyen koordinat sisteminde (x_1, x_2) empedansın (Z) gerçel ve sanal bileşenleri cinsinden yazılan faz tensörü Φ , matris olarak yazılabilir.

$$\begin{pmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{pmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{bmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} \quad (3.59)$$

Genel olarak, Φ nın herhangi bir elemanı empedans tensörünün (fazın) bir fonksiyonu değildir ($\Phi \neq f(arg(Z))$). Aynı zamanda Φ simetrik değildir. Faz tensörü genel olarak üç sabit ile ifade edilmektedir. Şekil 3.3. de bu durum genel olarak gösterilmiştir.

Eğim (skew) açısı $\beta = 0$ ise, temel değerler tensörün öz değerlerine eşittir ve maksimum simetri eksen (Şekil 3.3 kesikli çizgi) ile hizalanır. Bu durum, bölgesel iletkenlik dağılımının simetrik dağılımının bir boyutlu veya iki boyutlu olduğu durumlarda meydana gelir.



Şekil 3.3. Faz tensörünün şematik gösterimi

Bölgesel iletkenlik dağılımının tekdüze veya bir boyutlu olması durumunda, manyetik alan doğrusal olarak polarize ise elektrik alanı doğrusal olarak polarize olacaktır. 2B durumda, temel değerler genellikle farklı olacaktır (yani $\Phi_{\max} \neq \Phi_{\min}$) ve doğrusal polarize bir manyetik alanın doğrusal olarak polarize bir elektrik alanına yol açacağı iki yön olacaktır. Bu gibi iki boyutlu ortamlarda eğer galvanik bir etki yoksa, yani yer altında bozucu bir etki yoksa bu iki alan birbirine dik olacaktır ve elektrik alanı eliptik olarak polarize olacaktır (Caldwell vd., 2004).

Tüm bu anlatılanlara rağmen, yüzeye yakın heterojeniteden kaynaklanan galvanik etki ve dolayısıyla statik kayma varlığında MT verilerin doğru yorumlanması, özellikle üç boyutlu ters çözümlerinde çözülmemiş bir sorundur. Bir boyutlu ve iki boyutlu çalışmalarda galvanik etkinin dolayısıyla statik kaymanın hatalı yorumlamaya yol açabileceği iyi bilinmesine rağmen, statik kaymanın özellikle üç boyutlu ters çözümlerde sonucunu nasıl etkileyebileceği tam olarak anlaşılamamıştır ve tartışmalıdır (Sasaki ve Meju, 2006).

Groom-Bailey ayrıklaştırmaları, Swift ve Bahr analizleri empedans tensörünün genliklerine ile analizler yapmaktadır. Eğer ölçülen veride gürültü az ise bu analizler oldukça faydalıdır. Gürültünün az olması için çok dikkatli arazi işlemleri

gerekmektedir. Ölçü alımı çok dikkatli bir şekilde yapılsa bile her zaman bir gürültü olacaktır. Gürültüyü daha da azaltmak için yapılması gerek diğer bir işlem, haftalarca hatta aylarca ölçü alınmasıdır. Uzun ölçü süresi ise çoğu zaman ekonomik değildir. Dolayısıyla ölçülen veride her zaman bir gürültü olacaktır. Gürültülü bir veride ise Swift ve Bahr analizleri empedansların genliğine bağımlılığından dolayı yanlış sonuçlara ve yorumlamalara sebep olacaktır. Faz tensörü analizi de empedans tensör bileşenlerinin genliğine bağlıdır. Ayrıca faz tensörü analizi yer altı boyutluluğunu tanımlanmaktadır ancak bunu gidermek için bir yöntem sunmamaktadır.

Groom-Bailey (1987; 1991) 2B empedans tensörünü tespit edebilmek için, empedans tensörünün deneysel rotasyonlarla döndürülmesi yerine, empedans tensörünü analitik olarak diğer başka tensörlere ayırklaştırmayı önermiştir. Matematiksel olarak bir tensörü veya dizeyi alt tensörlere veya dizelere ayırklaştırmak birçok bilim dalında bilinen ve uygulanan bir yöntemdir. Groom-Bailey (1987) den önce de empedans tensörünü ayırklaştırmayı öneren çalışmalar vardır (Egers, 1982; Spitz, 1985; LaTorraca vd., 1986; Yee ve Paulson, 1989). Ancak önceki çalışmalar genellikle matematik ağırlıklı ve empedans tensör bileşenlerinin genliği ve fazı ile ilgili çalışmalardır. Groom-Bailey (1987; 1991) diğerlerinden ayıran şey ise empedans tensörünün **belirlenebilen** ve **belirlenemeyen** alt tensörlerden oluştuğunu düşünmeleri ve bunları fizik ile ilişkilendirmeleridir. Belirlenebilen kısımlarının empedans tensörünün fazı ile alakalı olduğu, belirlenemeyen kısımlarının ise empedans tensörünün genliği ile alakalı olduğunu söylemişlerdir. Groom-Bailey (1987; 1991) ayırklaştırmasına göre gözlemlenen empedans tensörü, C tensörü tarafından bozulmuş ve baskın elektrik yapısı ile arasında bir açı bulunmaktadır.

$$Z_{obs} = R(\theta) C Z_R R^T(\theta) \quad (3.60)$$

Burada C tensörü

$$C = g T E s \quad (3.61)$$

gibi 4 alt tensöre ayırklaştırılır. Burada “g” genlik, T twist açısı, E kayma (shear) açısı, “s” ise anizotropiyi temsil etmektedir. Gözlenen empedans,

$$Z_{obs} = R(\theta) (g^T E s Z_{2D}) R^T(\theta) \quad (3.62)$$

halini alır. Burada genlik ve anizotropi belirlenemeyen tensörler olup empedanstan bu kısımlar ayırıklaştırılmaz. Bu iki tensör iki boyutlu gerçek empedans tensörünü ölçekler.

$$Z'_{2D} = g s Z_{2D} \quad (3.63)$$

Gözlenen empedans ise

$$Z_{obs} = R(T E Z'_{2D}) R^T \quad (3.64)$$

olur. Uygun strike açısı, twist açısı (T) ve kayma açısı (E) ise istatistiksel eğri uydurma teknikleri ile belirlenebilir. Belirlenen bu parametreler yardımıyla ölçeklenmiş empedans tensörü ve sonrasında ise gerçek iki boyutlu empedans elde edilebilir (Groom vd., 1993).

3.2. Elektrik Özdirenç Yöntemi

Doğru akım özdirenç yöntemi (DAÖ) jeotermal alanlarda 1B, 2B ve 3B değerlendirmelerle özdirenç dağılımını, yer altı yapılarının konumlarını, uzanımlarını, gömülü fayları, kırık-çatlak oluşumlarını belirlemede kullanılır. Aynı zamanda örtü tabakasını, rezervuar derinliği gibi konuları aydınlatmak için de sıklıkla kullanılır. Yöntemin yaygın kullanılan biçimi olan Düşey Elektrik Sondajının amacı, yeryüzünden iki noktadan yere uygulanan belirli bir akım ve farklı iki noktalarda ölçülen gerilim farklarını kullanarak yer altı katmanlarının derinlik, görünür veya gerçek özdirenç değerlerinin saptanmasıdır. Gerilimin uygulandığı elektrotlar “akım elektrotları”dır. Gerilim farkının ölçüldüğü elektrotlar ise “gerilim elektrotları” olarak adlandırılır (Başokur, 1984). Özdirenç ölçümleri esnasında akım elektrotları arasındaki mesafe arttırılırsa akımın derinlere inmesi ve yerin görece daha derin bölgelerinden bilgi alınması sağlanmış olur. Ancak DA özdirenç çalışmalarında derinlere inildikçe çözünürlük kaybı da yaşanır. Akım ve gerilim elektrotların birbirlerine göre olan

değişik konumlarına göre geliştirilen ölçü alım biçimleri, dizlim olarak adlandırılır. Jeofizikte modelleme; yer altındaki bulanık yapının o yapıya etki ile fiziksel tepkisinin, matematiksel olarak tanımlanması ve matematiksel olarak tanımlanabilen bağıntı yardımıyla ölçülmesi, beklenen değeri sayısal olarak hesaplamak şeklinde tanımlanabilir (Candansayar, 1997).

Elektriksel direnç, maddelerin önemli bir fiziksel özelliğidir. Elektriksel direnç, bir malzemenin sabit bir elektrik akımı akışına nasıl direndiğinin bir ölçüsüdür. Uzunluğu L (m), kesit alanı A (m^2) olan silindirik bir örneğin, elektriksel direnci, $\rho = RA / L$ ile verilir. Burada “ ρ ” nun birimi ohm.m (Ωm) dir. Direnç (R), Ohm yasası $R = V / I$ ile silindirin uçlarına uygulanan elektrik potansiyeli V ve içinden akan elektrik akım (I) cinsinden verilir. R , V ve I terimlerinin birimleri ise sırasıyla ohm (Ω), volt (V) ve amper (A) dir. Bir elektriksel özdirenç araştırması, ilgilenilen alanda yer altındaki direnç dağılımını araştırmak için kullanılan elektriksel jeofizik tekniktir. Genelde toprağa bir elektrik akımı uygulanır ve farklı iki noktada oluşan voltaj farklılıkları yer yüzeyinde ölçülür. Bu voltaj ölçümünden, yeraltının gerçek özdirenci tahmin edilebilir.

Yer altındaki iletken veya dirençli bölgeler, zemin içindeki anormal koşullar veya homojen olmama durumlarında, uygulanan akımın yüzeyde oluşan potansiyel farklarını etkilemektedir. Yeraltının direnci, kayadaki veya zemindeki mineral ve sıvı içeriği, gözeneklilik ve su doygunluğunun derecesi gibi çeşitli jeolojik parametrelerle yakından ilişkilidir (Zonge vd., 2005).

Jeofizikte DA özdirenç çalışmalarının dayandığı temel fizik yasası, ohm kanunudur (Bölüm 3.2, denklem 3.7) ve yeniden yazılırsa,

$$J = \sigma E \quad (3.65)$$

burada J akım yoğunluğu, E elektrik alan ve σ elektriksel iletkenliktir ($1/\rho$). Elektrik potansiyeli ile elektrik alan yoğunluğu arasındaki ilişki şu şekilde verilmektedir:

$$E = -\nabla V \quad (3.66)$$

(3.65) ve (3.66) denklemlerini birleştirirsek,

$$J = -\sigma \nabla V \quad (3.67)$$

Homojen ve izotop ortamda yere uygulanan akım nokta akım kaynağı olarak ele alınır. Bu durumda akım, kaynaktan radyal (kaynaktan ışınsal olarak uzaklaşan) olarak uzaklaşır. Kaynaktan uzaklaşan akımın eş potansiyel yüzeyleri yarım küre şekline dönüşür. Tabii ki akım bu eş potansiyel yüzeylere diktir. Akım kaynağından 'r' uzaklıkta, yarım küre şeklindeki eş potansiyel yüzeyin yüzey alanı $2\pi r^2$ 'dir, buradan akım yoğunluğu J radyal yönü gösteren vektör olmak üzere,

$$J = I/2\pi r^2 \quad (3.68)$$

halini alır. Direnç ile iletkenlik ters ilişkili ve (3.65) ve (3.68) denklemleri birleştirilirse,

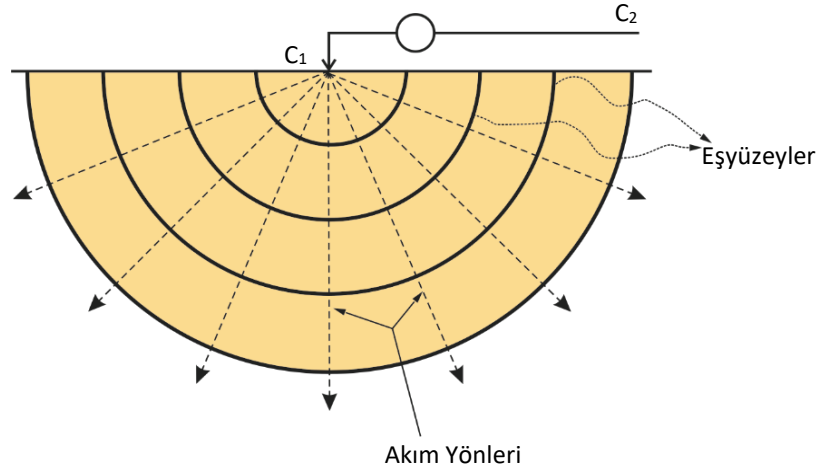
$$-\frac{\partial V}{\partial r} = \rho I/2\pi r^2 \quad (3.69)$$

(3.69) denklemini integral olarak düzenlersek,

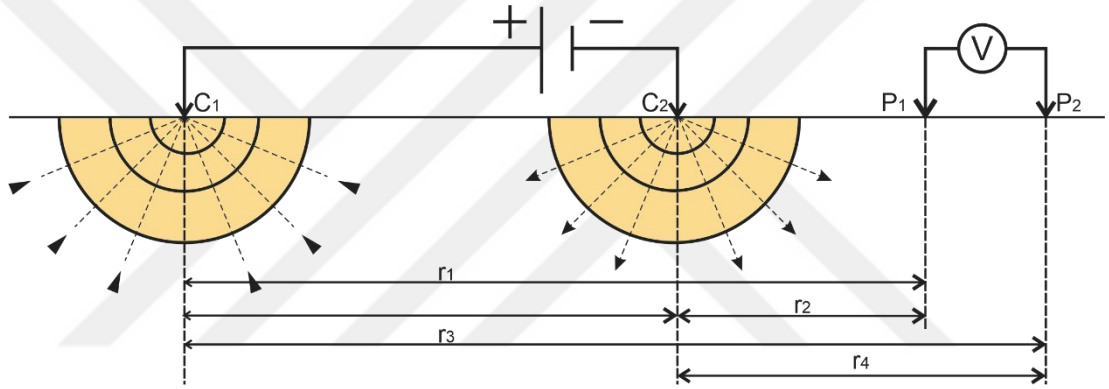
$$V = \int_r^{\infty} (\rho I/2\pi r^2) dr = \rho I/2\pi r^2 \quad (3.70)$$

Denklem 3.70, homojen izotop ortamda elektrik potansiyelinin davranışını tanımlar.

Şekil 3.4. de nokta akım kaynağının homojen tekdüze ortamlarda davranışı görölmektedir. Doğada tek bir elektrot kendi başına yarı uzaya akımı gönderemez; Şekil 3.4. deki gibi, akımın bir kaynak üzerinden toprağı akmaması ve diğeri alıcı elektrot aracılığıyla devreyi tamamlaması için bir ikinci bir elektrot gereklidir. Şekil 3.5'de pasif olan elektrotlar, jeofizikte genelde potansiyel elektrotları olarak isimlendirilir. Akım yeryüzüne C1 ve C2 elektrotları ile uygulanır. Yeryüzünün farklı iki noktasında ise bu akım nedeniyle oluşan gerilim P1 ve P2 elektrotları vasıtasıyla ölçölür.



Şekil 3.4. Homojen tekdüze ortamda nokta akım kaynağı (Telford vd., 1990'dan değiştirilerek düzenlenmiştir).



Şekil 3.5. Homojen tekdüze ortamda iki akım ve iki potansiyel elektrotlu DA öz direnç ölçüsü alım şematiği (Telford, 1990'dan değiştirilerek düzenlenmiştir).

Dört elektrot dizilimi için potansiyel fark izleyen şekildedir

$$\nabla V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right] \quad (3.71)$$

Burada r_1 , r_2 , r_3 ve r_4 ifadeleri Şekil 3.5'den görüleceği üzere C_1 , C_2 , P_1 ve P_2 elektrotları arasındaki uzaklıklardır. Yarı sonsuz ortam için öz direnç bağıntısı ise

$$\rho = k \frac{\nabla V}{I} \quad (3.72)$$

bağıntısı ile hesaplanabilir. Burada k , akımın ve potansiyel elektrotların özel dizilimlerine bağlı olan geometrik faktör olarak adlandırılır. Homojen ortamlarda bağıntı (3.70) den elde edilen özdirenç sabittir ve elektrot dizilimlerinden ve elektrotların yüzeydeki konumlarından bağımsızdır. Homojen olmayan ortamlarda ise (3.72) bağıntısından anlaşılaçağı üzere, ölçülecek potansiyel fark yere uygulanan akıma, elektrotların geometrik düzenine göre ve ortamın özdirencine bağlı olacaktır. Yeraltı genellikle homojen ve tekdüze değildir. Dolayısıyla denklem (3.72) den elde edilen özdirenç, görünür özdirenç olarak anılır. Yeraltı yapısı tabakalı bir ortamsa (1B) görünür özdirenç eğrisi akım elektrotları arasındaki mesafe en küçük ve en küçük değerde birinci tabakanın özdirencine, büyük değerlerinde ise son tabakanın özdirencine asimptottur. Bu iki değer arasında kalan mesafelerde ise ara tabakaların özdirencine yakındır (Başokur, 2004). C_1 , C_2 akım ve P_1 , P_2 potansiyel elektrotlarının farklı dizilimleri ile farklı dizilimler mevcuttur. Bunlardan en çok kullanılan ve bilinenleri, Wenner, Schlumberger, Dipol-Dipol, Pole-Dipole olarak bilinir. Schlumberger, Wenner ve Dipol-Dipol dizilimleri ortada noktayı bir simetri merkezi olarak kabul etmektedir. Bu dizilimler arazi çalışmasının amacına göre kullanılmaktadır. Wenner ve Schlumberger dizilimi derin amaçlı çalışmalar için kullanılırken, Dipol-Dipol dizilimi yanal yöndeki özdirenç değişimlerinde daha kullanışlıdır (Candansayar, 1997). Klasik doğru akım DA özdirenç araştırmaları, akım kaynağı olarak yüksek gerilim ve akım üreten bir kaynak, elektrot olarak dört metal kazık, bir ampermetre, bir voltmetre ve dört yalıtımlı kablodan oluşan basit donanımla gerçekleştirilebilir. Genelde Schlumberger dizilimi ile yapılan uygulama, sabit bir merkez noktadan uzaklaşan akım ve gerilim elektrotlarından oluşur. Bu uygulama kısa açılımlar için çok problem oluşturmazsa da büyük ve derin araştırmalarda elektrotları ve çok miktarda kabloyu taşımak zorlu arazi şartlarında sorunlara yol açmaktadır. Derin açılımlarda bir diğer problem ise yere enjekte edilen gerilimdir. Potansiyel elektrotlarında okunan gerilim mili volt seviyelerinde olduğu için, akım elektrotları arasındaki mesafe arttıkça potansiyel elektrotlarında oluşturulan gerilim düşecektir. Bunu önlemek için kaynağın yeterince güçlü olması gerekir. Ayrıca derin açılımlar, tarlalarda, özellikle engebeli arazilerde, bataklık veya yoğun bitki örtüsüne sahip arazilerde yavaş ve pahalıdır.

Günümüzde DA özdirenç araştırmalarında kullanılan aletlerin ve veri işlem tekniklerinin gelişmesi ile çok farklı dizilim ve tekniklerde ölçüler hızlı bir şekilde alınabilmektedir. Yeraltının yanal yönde özdirencinin değiştiği ortamlarda 2B dizilim ile toplanmış özdirenç veri kümesi 1B ölçü alım tekniği ile alınmış veriye kıyasla daha doğru yeraltı görüntülemesi sağlar (Dahlin, 1996). 2B dizilimde toplanan veride hem düşey hem de yatay yönde özdirencin değiştiği ve araştırma profiline dik yönde özdirencin değişmediği varsayılır. Bu tür araştırmalar genellikle çok iletkenli bir kabloya bağlı çok sayıda elektrot kullanılarak gerçekteştirilir. Her ölçüm için dört elektrotu otomatik olarak seçmek için elektronik anahtarlama ünitesiyle birlikte tümleşik bir yapıda bir cihaz veya bir dizüstü bilgisayar yardımıyla ayarlanabilen cihazlar kullanılır. 2B elektrik özdirenç araştırmaları, klasik 1B direnç sondajlarının ve profillemenin yeterince doğru sonuçlar vermediği, orta derecede karmaşık jeolojiye sahip yeraltı durumlarında yaygın olarak kullanılmaktadır. 2B DA özdirenç veri kümesi 2 boyutlu veri toplama teknikleri ile olabileceği gibi bir hat üzerinde belirli aralıklarla toplanmış DES verilerinden de oluşabilir (Günther, 2004).

Yeraltı bazen 2B yorumlamayı ve değerlendirmeyi sınırlayabilen ve 3B özellikler gösterebilen bir yapıda olabilir. Bu gibi durumlarda tamamen 3 boyutlu sistemde toplanmış arazi verisi ve 3B ters çözüm teknikleri en doğru yeraltı görüntülemeyi sağlar (Locke ve Barker, 1996). 3B veri toplama teknikleri 2B veri toplama tekniklerinden farklı ve zaman alıcı bir işlemdir. 3B veri toplama tekniklerinde düzenli karelej halinde yeryüzüne dağıtılan elektrotlar aracılığı ile veriler toplanabildiği gibi düzensiz gridler halinde de veriler toplanabilmektedir. 3B arazi verisi toplamak için daha genel bir yaklaşım, düzensiz bir birbirini kesen profiller veya düzenli birbirine paralel olarak toplanmış birkaç 2B özdirenç profillerini tek bir 3B veri kümesinde birleştirmektir (Rücker vd. 2006).

Toplanan bu veri kümeleri 1B ve 2B veri kümelerine kıyasla oldukça fazladır. Bu ise ters çözüm işlemlerinde oldukça zaman alacaktır. Günümüzde iş istasyonları gibi hızlı bilgisayarlar, hatta kişisel masaüstü veya dizüstü artık büyük veri kümelerinin ters çözüm işlemlerini göreceli olarak daha kolay çözebilmektedirler. Tüm bunlara rağmen, 3B arazi çalışmaları 2B arazi çalışmaları kadar yaygın olarak

kullanılmamaktadır. Bunun ana nedeni, veri toplama süresi büyük ölçüde arttığından, çalışmanın zaman ve ekonomik olarak maliyetlerinin artması ve büyük araştırma alanları için nispeten çok yüksek olmasıdır.

3.3. Uzamsal Özilişki (SPAC) Yöntemi

Yüzey dalgalarının varlığını ilk olarak Lord Rayleigh (1885) göstermiş ve yüzey dalgalarının matematiksel temellerini ortaya koymuştur. Lamb H. (1904) ise homojen izotrop ve yarı sonsuz ortamda Rayleigh dalga yayılımının tüm matematiksel bağıntıları ile göstermiştir. Rayleigh dalgasının hava-yer ara yüzeyinde sıkışma (P) dalgası ile makaslama dalgasının (S) düşey bileşeninin (SV dalgasının) yapıcı girişimi sonucu oluştuğunu söylemiştir. Ayrıca dalganın karakteristik hareketinin saatin tersi yönünde eliptik bir yörünge olduğunu belirtmiştir. Yüzey dalgaları, yeryüzünün serbest sınırı (hava-yer) boyunca seyahat eden dalgalardır. Yayıldıkları ortam eğer tabakalı ortam ise cisim dalgalarından oldukça farklı davranış sergilerler. Bir diğer önemli yüzey dalgası ise LOVE dalgasıdır. Rayleigh dalgaları serbest ara yüzeye dik yönde polarlanırken, Love dalgaları ara yüzeye paralel yatay düzlemde polarlanır (Shearer, 2009).

Doğal ve yapay etkilerden kaynaklanan ve genlikleri 0.1 ile 1 mikron arasında değişen titreşimlere mikro titreşimler (mikro tremor) adı verilir. Mikrotremörlerin periyotları 0.05s ile birkaç saniye arasında değişmektedir. Yüksek frekanslı mikrotremör doğası, önemli bir tartışma kaynağı olmuştur. Mikrotremörlerle yapılan çalışmaların ilk yıllarında bazı yazarlar, yüksek frekanslı mikro titreşimleri, P dalgası enerjisine ile ilişkili olduğunu düşünürken, bazı araştırmacılar ise aynı enerjiyi Rayleigh dalgası ile ilişkilendirmiştir (Asten, 1978; Katz, 1976). Bazı araştırmacılar ise mikrotremörlerin S dalgasının rezonansından kaynaklandığını ileri sürmüştür (Ibs-von Seht ve Wohlenberg, 1999; Liu vd., 2000).

Mikrotremör kayıtları, mikrotremörlerin hem zamansal hem de uzamsal olarak oldukça değişken, düzensiz, titreşimli olaylar olduğunu açıkça göstermektedir (Okada, 2003). Bununla birlikte, Toksöz ve Lacoss (1968) elastisite teorisinde

mikrotremörlerin cisim dalgaları ve yüzey dalgalarının birleşimi olduğunu söylemiştir. Günümüzde uygun aletlerle, mikrotremörler her yerde ölçülebilir hale gelmiştir. Okada (2003) ölçülen bu titreşimlerin cisim ve yüzey dalgalarının bir kombinasyonu olduğunu ve karmaşık kaynaklar hakkında, mikrotremör kayıtlarını ölçen cihaza gelirken kat edilen yol hakkında, ölçülen istasyonun yeraltı yapısı hakkında bilgileri barındırdığını belirtmiştir. Dolayısıyla, doğal kaynaklı mikrotremör incelemeleri, geniş bir spektrumda elastik dalgaları araştıran bir yöntemdir. Daha genel anlamda ise mikrotremör incelemeleri bir çeşit sismik araştırmadır (Foti vd., 2014). Bununla birlikte, yapay kaynaklar kullanan geleneksel yansıma ve kırılma sismik yöntemlerinden farklı olarak, kaynak olarak kontrolsüz doğal olayları kullanır ve mikrotremör spektrumlarının (zamansal ve uzamsal özellikler) çeşitli yönlerini stokastik bir süreç olarak ele alır. Yüzey dalgalarının hızı frekansa (veya periyot) bağlı olarak değişir. Frekansa bağlı hızı değişen hareketlere “dispersif hareket” denilir. Dispersiyon, yeraltı yapısının bir fonksiyonu olduğundan, yüzey altı yapısı kuramsal olarak dispersiyondan tahmin edilebilir. Mikrotremör kaynaklarının çoğu, Dünya'nın yüzeyinde veya deniz tabanında oluşan olaylar olarak tanımlanabilir. Bu nedenle yüzey dalgaları mikrotremörlerin cisim dalgaları üzerindeki baskın bileşeni olarak kabul edilir (Foti, vd., 2014).

Mikrotremör çalışmaları geleneksel sismik uygulamalarından farklı iki değerler dizisine dayanır. Bunlar, 1) Sismik yüzey dalgalarının toprağa nüfuz etmelerinin frekansa bağlı olması (dispersif hareket), 2) Frekansa bağlı olarak değişen faz hızının tasarlanan sismik ağlarla tespit edilmesidir.

Dispersiyon eğrisinden yeraltı tahmini yapmaya yönelik günümüz kuramsal bilgi düzeyi yalnızca paralel, izotropik ve homojen katmanlar için yüzey dalgalarının dispersif özelliklerini çözebilmektedir. Bu nedenle, mikrotremör incelemeleri tarafından tahmin edilen yüzey altı yapıları, paralel, izotropik ve homojen katmanlar ile yaklaşık olarak tahmin edilmektedir. Sonuç olarak elde edilen tahmini yapının doğruluğu, geleneksel sismik yöntemlerden daha düşüktür (Okada, 2003). Bununla birlikte, yüzey dalgaları araştırma yöntemleri geleneksel mühendislik ölçekli sismik

araştırmalarla ölçölmesi zor olan S-dalgası hızından yararlanarak yeraltı yapısının fiziksel özelliklerini verir.

Mikrotremörler kısa dalga boylu ve uzun dalga boylu olaylar olarak ikiye ayrılabilir. Kısa dalga boylu olaylar (periyodu 1 sn den küçük) olaylar S dalgasının sığ tabakalardaki tekrarlı yansımalarından oluşur (Allam ve Shima, 1967). Kısa periyotlu mikrotremörlerin analizinde Kanai ve Tanaka (1954; 1961; 1965; 1966) nın yaptıkları çalışmalar çok önemlidir. Zeminlerin mühendislik amaçlı dinamik özelliklerini belirlemek amacıyla, mikrotremörlerin kullanılması ilk olarak Kanai vd. (1954; 1961) çalışmalarıyla gerçekleştirilmiştir. Kanai ve Tanaka (1961) bu amaçla, yüzlerce noktada mikrotremör kayıtlarını, ikişer dakikalık pencerelerle frekans-periyot dağılımlarını incelemiş ve bu incelemelere sonucunda Japon bina kodunu (Japan Building Code) geliştirmişlerdir. Bu koda göre 4 farklı zemin grubu belirlemişlerdir. S dalgası yer içinin aydınlatılmasında çok önemli bir yere sahiptir. Zeminlerin tepki analizlerinde, sismik risk ve tehlike haritalarının oluşturulmasında, zeminlerin sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesinde, jeoteknik problemlerin çözümünde, zemin dinamik parametrelerinin belirlenmesinde, zemin sınıflamasında vb. gibi birçok alanda S dalgasından (S dalgasından) sıklıkla faydalanılır (Asten ve Henstridge, 1984; Horike, 1985; Yamanka vd., 1994; Tokimatsu, 1997; Chouet vd., 1998; Satoh vd., 2001; Bettig vd., 2003).

Periyodu 1 sn den büyük yüzey dalgalarında ise yatay yönde yayılan yüzey dalgaları baskındır (Yamanaka vd., 1992). Periyodu 2sn den büyük titreşimlerin kaynağı olarak ise atmosferik basınç değişiminden kaynaklanan okyanusal gel-git etkisi gösterilmektedir. Mikrotremörler ile ilgili çalışmaların ilki Omori (1908) ile başlamış daha sonra ise Kanai ve Tanaka (1954, 1961, 1965, 1966) ile devam etmiştir. Ancak yüzey dalgası mikrotremörlerinden faz hızı bilgisinin başarılı bir şekilde elde edilmesi ve Uzamsal Otokorelasyon (SPAC) yöntemini temeli ise Japon sismolog Keiiti Aki (1957, 1965)'ye aittir. Omori yüksek dalga boylu mikrotremörleri (>2sn) 4 ana başlık altında incelmış ve bunların kökeni olarak da okyanuslardaki atmosferik etkilerden kaynaklanan gel-git (veya dalgalanma) olduğunu öne sürmüştür. Daha sonra birçok araştırmacı küçük dalga boylu (<1 sn) olayları incelemişlerdir (Aki, 1957; Omote vd.,

1973; Irikura, 1983; Satoh vd., 1991; Houg vd., 1992). Sakajiri (1982) ve Horike (1985) gibi periyodu 1sn den büyük olayları inceleyen araştırmacılar da mevcuttur. Ohta (1978), Kagami vd. (1982, 1986) gibi araştırmacılar büyük dalga boyuna sahip dalgaları analiz ederek yer tepki cevabının elde edilebileceğini ve alüvyon alanlarda alınan mikrotremör kayıtlarını bir referans noktası ile (ana kaya) mukayese ederek alüvyon kalınlığını tespit etmeye çalışmışlardır (Spektral oran tekniği). Kanai (1954, 1983), Kobayashi vd, (1986) ve birçok araştırmacı kısa periyotlu mikrotremörlerin yer tepki analizinde kullanılıp kullanılmayacağını araştırmışlardır. Kısa periyotlu mikrotremör kayıtlarından zeminin baskın periyodu ve bu periyoda karşılık gelen genlik değerinin zemin büyütmesi bulunabilir (Kanai ve Tanaka, 1954, 1961). Kanai vd (1954, 1961) tarafından önerilen bu yöntem birçok araştırmacı tarafından çok çeşitli alanlarda uygulanmıştır. Ancak yöntem halen tartışmalıdır. Tüm bunlara rağmen mikrotremörlerin içerisindeki baskın dalganın yüzey dalgaları olduğu bilinmektedir. Rayleigh dalgası uzun yıllardır sismolojide tek istasyon altı hız yapısının belirlenmesinde çok fazla kullanılmıştır. Tek istasyonda kayıt edilen mikrotremörlerin analizinin bir başka uygulanış şekli ise, bölgede belirlenmiş ana kaya üzerinde seçilmiş bir noktayı referans kabul edilerek diğer ölçü noktalarının referans noktasına göre değerlendirilmesini kapsar. Gutierrez ve Singh (1992)'de mikrotremör spektrumlarının zeminde alınan kayıtların, sabit anakaya da alınan ölçülere oranlanması ile zeminin transfer fonksiyonu hesaplanabilir olduğunu söylemişlerdir. Katz (1976), Katz ve Bellon (1978), Lermo ve Garcia (1994), Morales vd. (1991) gibi araştırmacılar yaptıkları çalışmalarda Fourier genlik spektrumu yerine güç spektrumunu kullanılmasının daha uygun olacağını söylemiş, ancak Lermo ve Garcia (1994) genlik spektrumu ile güç spektrumu arasında bir fark olmadığını göstermiştir. Bahsedilen bu yönteme "Spektral Oran" yöntemi denilmektedir. Spektral oran yöntemini ilk olarak Borchardt (1970) tarafından deprem ivme kayıtlarına uygulanmıştır. Daha sonra ise Kagami vd. (1986) mikrotremör kayıtlarına uygulamıştır.

Tek istasyon verilerini değerlendirme yöntemlerinden birisi de Nakamura (1989) yöntemidir. Yöntem Nogoshi ve Igarashi (1971), Shiono vd. (1979), Kobashi (1980) ve

Nakamura (1989) tarafından çalışmış ancak Nakamura (1989) yönteme farklı bakış açısı getirdiği için yöntem bu isimle anılmaktadır.

Yüzey dalgalarının (özellikle Rayleigh) jeoteknik araştırmalarda zeminlerin modellenmesi için ilk uygulaması Jones R.B. (1958) dir. Jones (1958) durağan Rayleigh dalgası yöntemini (Steady-State Rayleigh Method, SSRM) önermiştir. Bu tarihten sonra uzun bir zaman boyunca bu yöntem kullanılmıştır. İlerleyen zamanlarda SSRM yönteminin yerini yüzey dalgalarının spektral analizi yöntemine bırakmıştır (Spectral Analysis Surface Waves, SASW). Günümüzde ise bu yöntem yerini çok kanallı yüzey dalgalarının spektral analizi (multi channel analysis of surface waves, MASW) yöntemine bırakmıştır. Günümüzde gerek aktif kaynaklı gerekse pasif kaynaklı yüzey dalgası analiz yöntemlerinin tercih edilmesinin ana sebebi, diğer yöntemlere göre daha az zaman, emek ve ekonomik olmasıdır. Özellikle artan nüfusa bağlı olarak kalabalıklaşan kent içlerinde, çeşitli amaçlarla görece derin hız yapılarını elde etmek klasik yöntemlerle gittikçe zorlaşmaktadır. İnsan kaynaklı gürültüler, iş makinalarının gürültüsü, trafik gibi sismik gürültüler aktif kaynaklı sismik yöntemlerde kaynak etkisini bastırmaktadır. Bu sebeplerden dolayı günümüzde ve gelecekte yüzey dalgalarının önemi artmıştır ve artacaktır. Ayrıca yöntemin en büyük üstünlüklerinden birisi de düşük hız problemlerinin üstesinden gelmesidir.

1B ortamdaki lineer hiperbolik dalga denklemi izleyen şekildedir.

$$\frac{\partial \theta}{\partial x^2} = \frac{1}{c_0} \frac{\partial \theta}{\partial t^2} \quad (3.73)$$

Burada $\theta(x, t)$ bilinmeyen fonksiyon, x ve t ise sırasıyla, uzamsal ve zamansal değişkenler, c_0 dalganın yayılma hızıdır. Denklem 3.46'ya gerekli düzenlemeler yapıp genel çözümü ise,

$$\theta(x, t) = f(x - c_0 t) + g(x + c_0 t) \quad (3.74)$$

Burada $f()$ ve $g()$ fonksiyonları bağımsız fonksiyonlardır. (2) denklemi tabakasız ve tekdüze bir ortamda birbirlerinden c_0 hızıyla uzaklaşan iki dalga olduğunu söyler. Ancak dispersif hareket eden dalgalar için durum böyle değildir. En genel hali ile dispersif hareket eden bir dalganın denklemi,

$$\theta(x, t) = Ae^{i[kx - \omega(k)t]} \quad (3.75)$$

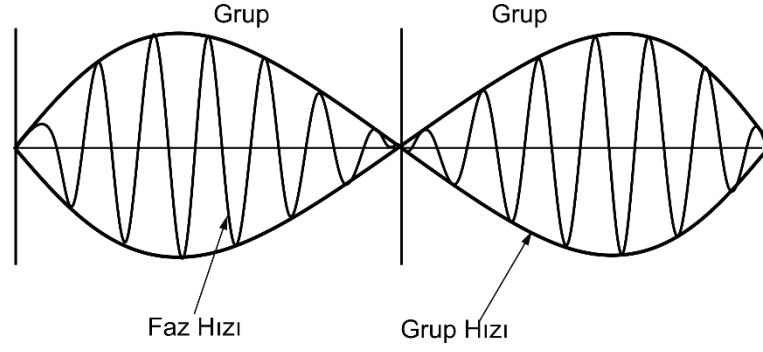
burada, A dalganın genliği, k dalga sayısı ve $\omega(k)$ ise açısal frekanstır. Faz hızı aynı frekansta seyahat eden dalga cepheleridir. Buradan dalga hareketi Fourier dönüşümü ile elde edilebilir (Foti, 2014).

$$\theta(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} Ae^{i[kx - \omega(k)t]} dk \quad (3.76)$$

P ve SV dalgasının hava yer arayüzeyinde yapıcı girişimiyle oluşan Rayleigh dalgası, S dalgasının yatay bileşeninin (SH) hava yer arayüzeyinde oluşturduğu bir diğer yüzey dalga türü ise “Love” dalgasıdır. Park (1998), bir noktada oluşan sismik dalga enerjisinin %80 e yakını yüzey dalgası olarak yayıldığını söylemiştir. Yüzey dalgaları depremlerde belki de en yıkıcı dalgadır ve genlikleri derinlikle üstel olarak azalır. Park (1998) Rayleigh dalgasının hızı P dalgasının hızından daha düşük olduğunu, S dalga hızına daha yakın olduğunu söylemiş ve Rayleigh dalgası ile S hızı arasında,

$$V_R = c. V_S \quad (3.77)$$

ilişkisini olduğunu belirtmiş ve “c” sabit bir katsayı olup Poisson oranına göre 0,87-0.96 arasında olduğunu söylemiştir. Bu durum ise Rayleigh dalgasının neredeyse %87-96 sının S dalgasının oluşturduğunu göstermektedir. Yüzey dalgalarının dispersiyon göstermesinden dolayı, yüzey dalgalarında iki ayrı hızdan söz edilir. Bunlar grup hızı ve faz hızıdır. Dalga katarı üzerindeki herhangi bir noktanın hızına faz hızı, dalga zarfının hızına ise grup hızı denir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6. Yüzey dalgalarında grup ve faz hızı (Strobbia, 2005'den düzenlenmiştir.)

3.3.1. Spektral dönüşüm teknikleri

Faz hızının belirlenmesi genelde dört farklı yöntemle olmaktadır.

- Faz farkı
- Çapraz ilişki (Cross korelasyon)
- Zaman ortamı τ -p transformu
- Frekans ortamı τ -p transformu

$f(t)$ ve $g(t)$ zaman ortamında iki sinyal olmak üzere, bunların Fourier dönüşümleri,

$$F(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (3.78)$$

$$G(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} g(t) e^{-i\omega t} dt \quad (3.79)$$

Buradan genlik ve faz ise

$$F(\omega) = A_f(\omega) \cdot e^{-i\phi_f(\omega)}, G(\omega) = A_g(\omega) \cdot e^{-i\phi_g(\omega)} \quad (3.80)$$

Faz farkı ise

$$\Delta\phi(\omega) = \phi_f(\omega) - \phi_g(\omega) \quad (3.81)$$

Dolayısıyla aralarında Δx mesafesi bulunan iki sismometre (veya jeofon) kaydının arasındaki faz hızı ise

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot \nabla x}{\nabla \phi_f(\omega)} \quad (3.82)$$

Zaman ortamı τ - p transformu ise

$$F(\tau, p) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, t + xp) dx, p = \frac{1}{c}, \tau = t \quad (3.83)$$

Frekans ortamı τ - p transformu ise

$$F\left(\omega, \frac{1}{c}\right) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F\left(\tau, \frac{1}{c}\right) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (3.84)$$

Faz hızının hesaplanmasındaki en basit analizlerden birisi ise, aralarında Δx mesafesi bulunan iki sismometre (veya jeofon) kaydının çapraz ilişkisinin (cross correlation) hesaplanmasına dayanır (Guo ve Liu, 1999). Frekans ortamında iki sinyalin arasındaki çapraz ilişki ise;

$$CC_{fg}(\omega) = F(\omega) \cdot \overline{G(\omega)} = A_f(\omega) \cdot A_g(\omega) e^{-i\Delta\phi(\omega)} \quad (3.85)$$

Eşitliği ile verilir. Buradan aralarında Δx mesafesi bulunan iki sinyal arasındaki tutarlılık (coherence) ise

$$COH_{fg}(\Delta x, \omega) = \frac{CC_{fg}(\Delta x, \omega)}{A_f(x, \omega) A_g(x + \Delta x, \omega)} \quad (3.86)$$

olur. Tabii bu bağıntı bir boyutlu dizilim içindir. İstasyonların dizilim yönlü ile dalga cephesinin geliş yönü aynı olduğu zaman faz hızı doğrudan hesaplanabilir. Eğer dalga

cephesinin geliş yönü ve açısı bilinmiyorsa, dalga cephesinin istasyonlara geliş yönü dizilime paralel değilse hesaplanan faz hızı gerçek faz hızından daha yüksek olacaktır. Eğer dalga cephesinin geliş yönü dizilim yönüne dik ise faz hızı hesaplanamaz. Bunu önlemek için iki boyutlu dizilim çeşitleri kullanılır. Zaman ortamı uzamsal öz ilişki (oto korelasyon) ise

$$cc(\Delta x, \Delta y, t) = f(x, y, t) * \overline{f(x + \Delta x, y + \Delta y, t)} \quad (3.87)$$

Frekans ortamında ise,

$$CC(\Delta x, \Delta y, \omega) = F(x, y, \omega) \cdot \overline{G(x + \Delta x, y + \Delta y, \omega)} \quad (3.88)$$

Silindirik koordinat sisteminde ise bu bağıntı

$$CC(r, \omega) = F(x, y, \omega) \cdot \overline{G(x + \Delta x, y + \Delta y, \omega)} \quad , \Delta x = r \cos \varphi \quad , \Delta y = r \sin \varphi \quad (3.89)$$

Buradan tutarlılık (coherence) ise

$$COH(r, \omega) = \frac{CC(r, \omega)}{A_f(x, y, \omega) A_g(x + \Delta x, y + \Delta y, \omega)} \quad (3.90)$$

Denklem 3.61'de gerekli düzenlemeler yapılırsa, açısal frekansa ve uzaklığa bağlı sıfırıncı dereceden birinci cins Bessel fonksiyonu elde edilir.

$$COH(r, \omega) = J_0 \left(\frac{\omega}{c(\omega)} r \right) \quad (3.91)$$

Denklem 3.62'den anlaşılacağı üzere elde edilecek katsayılar dalganın frekansına, uzaklığına ve dalga cephesinin geliş yönüne bağlıdır. Kuramsal esasları Aki (1957) tarafından verilen SPAC yönteminden SPAC katsayılarını elde ederken 3 temel kabul bulunmaktadır.

- Mikrotremörler zaman ve uzayda durağan bir rastgele süreçtir (stochastic).
- Mikrotremörler farklı yönlerden gelen düzlem dalgaların toplamından oluşur.
- Mikrotremörler içerisindeki en güçlü düzlem dalga, yüzey dalgalarından Rayleigh dalgasının temel modudur.

Buradan elde edilen SPAC katsayılarından dispersiyon eğrisi kolayca elde edilebilir. Elde edilen dispersiyon eğrisinden yinelemeli ters çözüm veya düz çözüm ile yeraltı yapısı modellenir. Ayrıca gelişen düz çözüm algoritmaları sayesinde elde edilen SPAC katsayıları ile de yeraltı yapısı modellenmektedir. SPAC yönteminde genelde üç bileşenli sismometre (veya jeofon) ağ dizilimleri kullanılarak veri toplanır. Alınan kayıt üç bileşenli olduğundan Love veya Rayleigh dalgaları incelenebilir. İki tür veri toplama sistemi vardır. Tüm istasyon birbirinden bağımsız olacak şekilde ya da dizilimdeki tüm istasyonlar birbirleriyle bağlanılarak çok kanallı olarak kayıt alınır. Tüm istasyonlarda aynı anda ölçüler alınır. Bu sistem genelde küçük çaplı açılımlar ve dizilimler için daha kullanışlıdır. İkinci sistemde de ise tüm istasyonlar birbirleriyle aynı anda ölçüler alınır ancak aralarında bir kablo bağlantısı yoktur. Dalga cephelerinin geliş yönlerinin iyi tespit edilebilmesi için hassa bir zaman eşleşmesi gereklidir. Bu sistemde zaman eşleşmesi GPS ler yardımıyla yapılmaktadır. Büyük çaplı dizilimlere olanak tanınması bakımından birbirinden bağımsız olan sistem, titreşim kaydı uygun görünmektedir (Okada 2003). Toplanan veri kalitesini, toplandığı zamandan bağımsızdır. Ancak kültürel gürültüleri en aza indirmek akla uygun görünmektedir. Veri uzunluğu ise bir başka tartışma konusu olabilir. Uzun periyotlu dalgaları yakalayabilmek amaçlı ölçü süresi ne kadar uzarsa büyük periyotlu sinyalleri yakalama şansı o kadar artacaktır. Genelde sığ çalışmalar için 45 dakika yeterli olmaktadır. Ancak derin araştırmalarda bu süre 60 dk veya 90 dk'ya kadar çıkarılabilir.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

4.1. Batı Anadolu'nun Tektoniği ve Jeolojisi

4.1.1. Anadolu'nun genel tektoniği

Anadolu Alp-Himalaya kuşağının etkisinde Avrasya ve Afrika plakaları arasında yüksek bir sıkışma kuşağının bir parçasıdır. Arabistan ve Avrasya levhaları Bitlis suture boyunca günümüzden yaklaşık 40 milyon yıl önce çarpışmışlardır (Yılmaz, 1993). Batı Anadolu dalma-batma olayları, kıtasal çarpışma, kabuksal kalınlaşma ve bunun sonucunda ise genişlemeli tektonizma ve incelmeye maruz kalmıştır. Bu nedenle Avrasya ve Anadolu blokları, aralarında kalan küçük kıtalar arasındaki çarpışma ve bu çarpışma sonucu ortaya çıkan genişleme tektoniği ele alınmadan, tek bir tektonik olayla bölgenin yapısını açıklamak veya anlamaya çalışmak olanaksızdır.

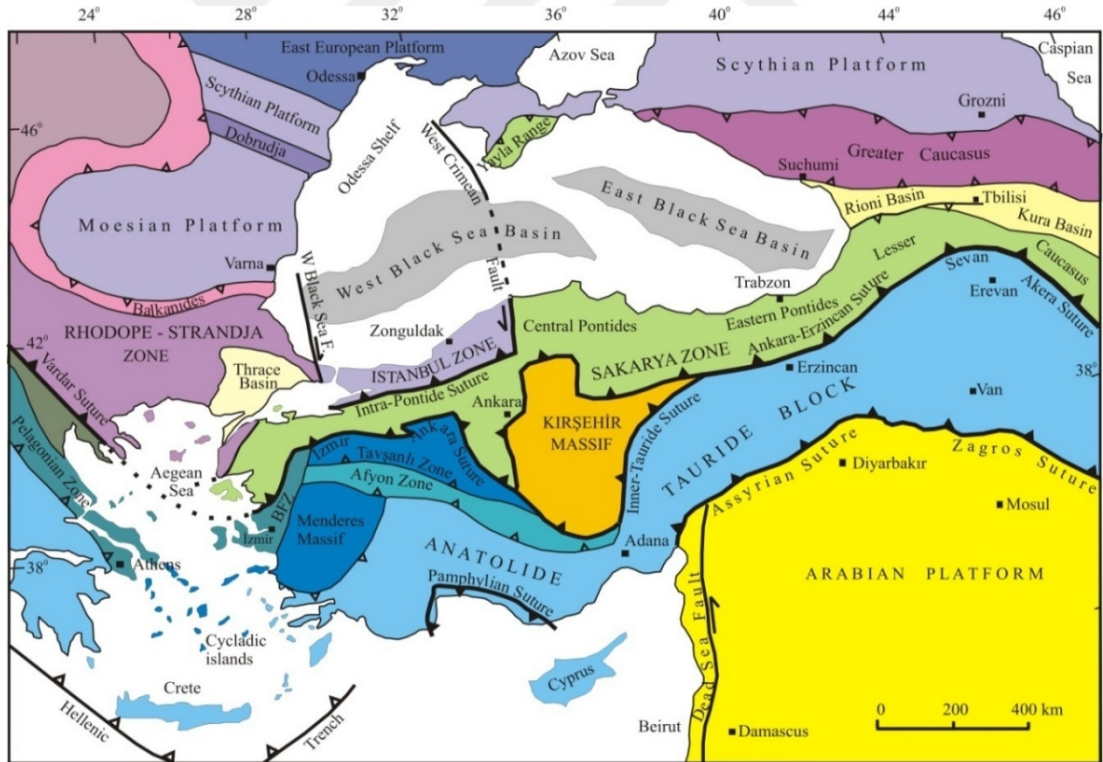
Batı Anadolu'nun Neojen öncesi temeli Alpin orojeniyle şekillendirilmiş kıtasal bloklar ve kenet kuşaklarından oluşur. Bu olaylar ise Neo-Tetis okyanusunun kapanması ile doğrudan ilişkilidir (Carey, 1958; Şengör ve Yılmaz 1981; Okay, 1996; Okay ve Tüysüz, 1999). Okay ve Tüysüz (1999) tarafından 6 temel bölgeye ayrılmış olan Türkiye tektonik birlikleri Şekil 4.1 de görülmektedir. Türkiye'nin başlıca tektonik birliklerini sıralayacak olursak,

- Rodop-Istranca Zonu
- İstanbul Zonu
- Sakarya Zonu
- Kırşehir Masifi
- Torid-Anatolid Bloku
 - Tavşanlı Zonu
 - Afyon Zonu
 - Bornova Filiş Zonu
 - Menderes Masifi
- Arap Platformu

olarak sıralanır. Okay ve Tüysüz (1999)'e göre Türkiye'nin kenet kuşakları ise;

- İntra-Pontid kenedi (Batı Karadeniz Fayı, Batı Kırım Fayı)
- İzmir-Ankara, Ankara-Erzincan kenedi
- İç Torid kenedi
- Pamfilya kenedi
- Asur-Zagros kenedi

Şekil 4.1. de Türkiye tektonik birliklerini ve kenet kuşaklarını görmektedir. Okay, (1996) Mesozoyik Lavrasya aktif kıta kenarı olan Rodop-Istranca Masifinin, granit ve gnaylardan oluşan bir kristalin temeli tektonik olarak üzerleyen allokon birimlerden oluştuğunu söylemiştir. İstanbul Zonu metamorfik olmayan Paleozoyik istifinden oluşur (Okay, 1994). Sakarya Zonu İstanbul ve Istranca zonlarından İntra-Pontid kenet suture ile ayrılmaktadır. Sakarya Zonu, tabanda Paleozoyik granitik kayalar ile Karbonifer yaşı metamorfik kayalardan oluşur (Okay., 1996).



Şekil 4.1. Türkiye'deki tektonik yapılar ve kenet kuşakları (Okay ve Tüysüz, 1999).

Anatolide-Torid Bloğu Orta Eosende bir araya gelmiş tektono-stratigrafik birimlerden oluşmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1996). Bunlar ise Likya Napları,

Menderes Masifi ve Vardar-İzmir-Ankara Zonu olarak sayılır. Vardar-İzmir-Ankara Zonu, Bornova Karmaşığı, Afyon Zonu ve Tavşanlı zonlarından oluşur.

Menderes Masifi Anatolid'lerin batı kısmını oluşturmaktadır. Gözlü gnayslar, metagranitler, düşük veya yüksek metamorfik dereceli şistler, paragnayslar, metagabrolar ve mermerlerden oluşmaktadır (Şengör vd., 1984; Candan, 1995; 1996; Candan ve Dora, 1998; Candan vd., 2001; Helvacı vd., 2007). Çeşitli araştırmacılar Menderes Masifinin çoklu metamorfizmaya uğradığını söylemiştir (Candan vd., 2001; Akkök, 1983; Oberhansli vd., 1998; Lips vd., 2001; Hetzel vd., 1995; Bozkurt ve Oberhansli 2001). Ana Menderes masifi metamorfizması bölgesel ölçekte, dom şekilli bir kompleksin oluşumuna neden olmuştur (Helvacı, 2007). Sakarya kıtası ve Anatolid-Torid Platformunun Vardar-İzmir-Ankara zonu boyunca kıtasal çarpışma olayları sonucunda Likya Napları'nın Menderes Masifi üzerinde güneye hareket ederek Masifi metamorfizmaya uğrattığı kabul edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1984).

Geç Alpin genişlemeli deformasyonu Menderes Masifinin kabuksal ölçekli düşük açılı faylar boyunca yüzeylenmesini kontrol etmiş ve birçok kompleksi meydana getirmiştir (Bozkurt ve Park, 1994; Hetzel vd., 1995; Emre, 1996; Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt, 2000; Bozkurt ve Oberhansli 2001; Lips vd., 2001).

Anadolu levhasının batıya hareketinin Batı Anadolu'da K-G yönlü genişlemeye neden olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından kabul görmektedir. Bölgenin K-G yönlü açılmasının nedeni hakkında başlıca 4 farklı modelle açıklanmaktadır. Bunlar;

- 1) **Tektonik Kaçma Modeli**; Anadolu bloğunun, Kuzey Anadolu Fayı ve Güney Anadolu Fayı boyunca gelişen transform hareket ile batıya kaçıışı ile açıklanmaktadır (Şengör vd., 1984; Dewey, 1979; Şengör, 1987; Görür vd., 1995).
- 2) **Yay ardı açılma modeli**; Ege hendek sisteminin G-GB hareketinin neden olduğu, yay kuzeyindeki gerilme ile açıklanmaktadır (McKenzie, 1978; Meulenkamp vd., 1987).
- 3) **Orojenik çökme modeli**; Kütle birikimi sonucu Modeli, gelişen termal profil ile Batı Anadolu'nun orojenik çöküşüdür (Seyitoğlu ve Scott, 1991; 1992).

4) İki safhalı grabenleşme modeli; bu modelde, Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı ilk evre orojenik çöküş ile, Anadolu'nun batıya kaçışı ise ikinci evre olarak açıklanmaktadır (Koçyiğit vd., 1999).

Akdeniz'de Ege Levhasının altına dalan Afrika levhalarının eriyen bölümleri Ege bölgesini kaldırarak askıya alması gravitasyonla kırıklarla doğu-batı doğrultulu çöküntü alanlarının oluşumuna neden olmuştur (Yılmaz, 2000). Batı Anadolu bölgesinde güneyde Gökova grabeninden kuzeyde Edremit grabeni arasında kalan yapı unsurları K-G açılma rejiminde gelişmiştir.

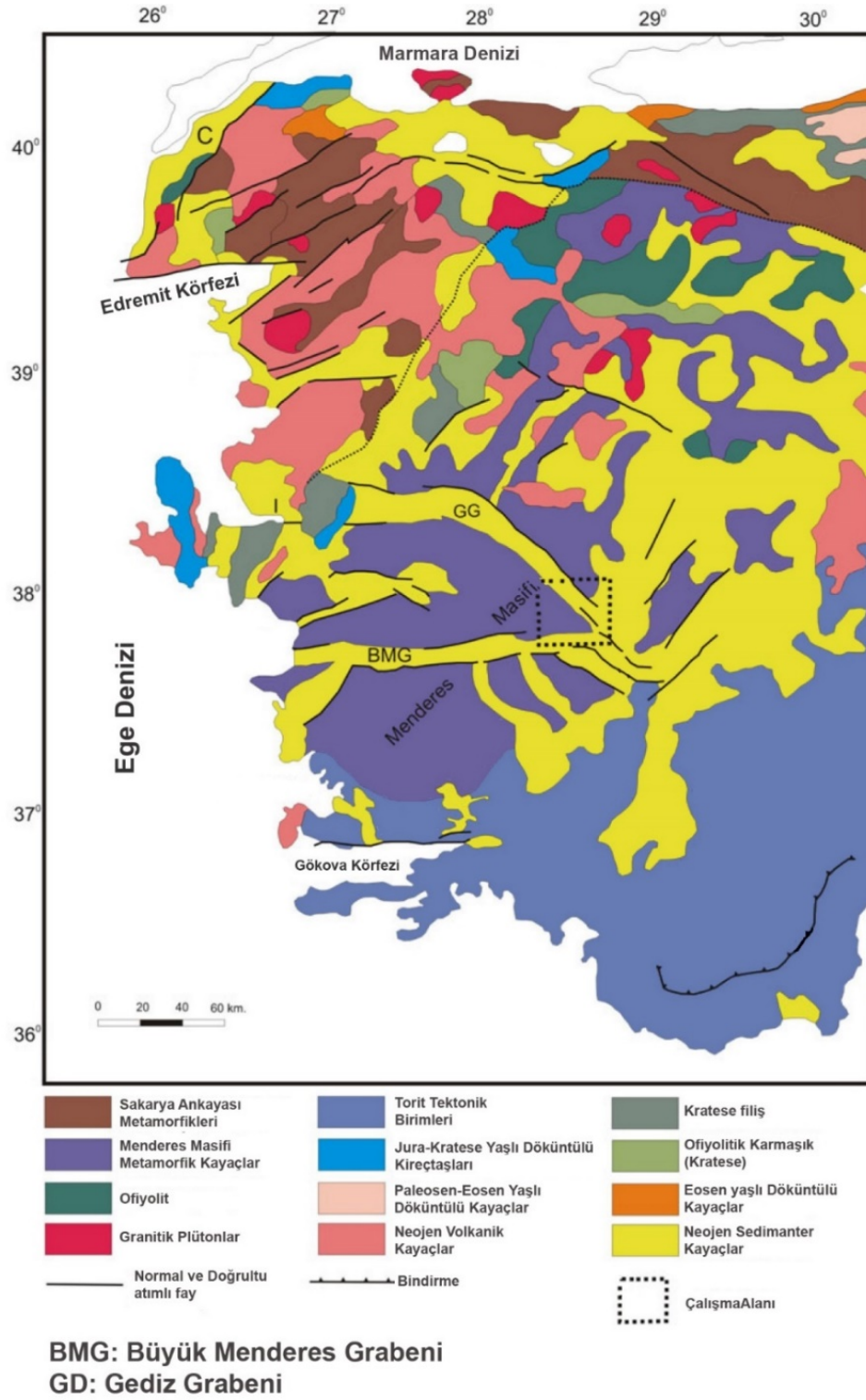
4.1.2. Batı Anadolu'nun genel jeolojisi

Ege Bölgesi'nin başlıca jeolojik unsurları şu şekilde sıralanabilir;

- 1) Neojen havza çökelleri,
- 2) Oligosen-Miyosen 'de başlayıp Kuvaternere kadar gelişimini sürdüren magmatik topluluklar,
- 3) Graben havzaları,
- 4) Ege denizel ortamıdır.

Metamorfik kayalar Ege bölgesinde iki farklı topluluk olarak halinde görülürler. Bunlardan ilki Karakaya karmaşığı ile birlikte Istranca masifidir. İkinci metamorfik topluluk ise Menderes Masifidir.

Ege bölgesinin yaygın birimlerinden bir bölümünü Neojen çökelleri oluşturur (Şekil 4.2). Bunlar Ege adalarının hemen hepsinde ve Batı Anadolu'da yaygın olarak gözlemlenmiştir. Erken Miyosende başlayan çökelme karasal ortamda gelişmiştir (Akyol vd., 2005). K-G yönlü gerilmeye maruz kalan bölgede Bozdağ çevresinde bir horst halinde yükselme oluşmuş ve Bozdağ Horstu olarak isimlendirilmiştir. Menderes Grabeni ve Gediz Grabeni günümüzde aktif gerilmelerin hızla geliştiği bölgelerdir.



Şekil 4.2. Batı Anadolu basitleştirilmiş jeoloji haritası ve çalışma alanı (Jeoloji Haritası Yılmaz, vd., 2000).

Büyük Menderes Grabeni ve Gediz grabenleri doğuda Denizli-Buldan civarında kesişirler. Bu bölgede mostra veren Neojen sedimenter birimleri oldukça karmaşık bir

yapıya sahiptir (Bozcu, 2009). Kesiştiği bölge Denizli neojen havzası olarak bilinir. Denizli Neojen Havzası; başlıca kırıntılı, karbonat ve evaporit depolanmaları ile temsil edilir (Alçıçek, 2007). Denizli havzasındaki ilk jeolojik gözlemler Hamilton (1842) ve Tchihatcheff (1867) gibi araştırmacılar tarafından yapılmıştır (Alçıçek, 2007; Bozcu, 2009). Büyük menderes içerisinde yer alan faylar genelde eğim atımlı normal faylardır. Bu fayların yönü ise genelde D-B uzanımlıdır. Denizli havzası çoğunlukla ekonomik sebeplerden kaynaklanan, ayrıca aktif tektonizma nedeniyle deprem açısından ilgi çekici olduğundan, özel sektör ve birçok araştırmacı tarafından araştırılmıştır. Litosferin incelmesi bölgenin jeotermal enerji potansiyelini arttırırken, aktif tektonizma ile gelişen sismik aktivite ise birçok depremin nedenidir (Yılmaz, 2000).

4.1.3. Çalışma Alanı ve Civarının Jeolojisi ve Stratigrafisi

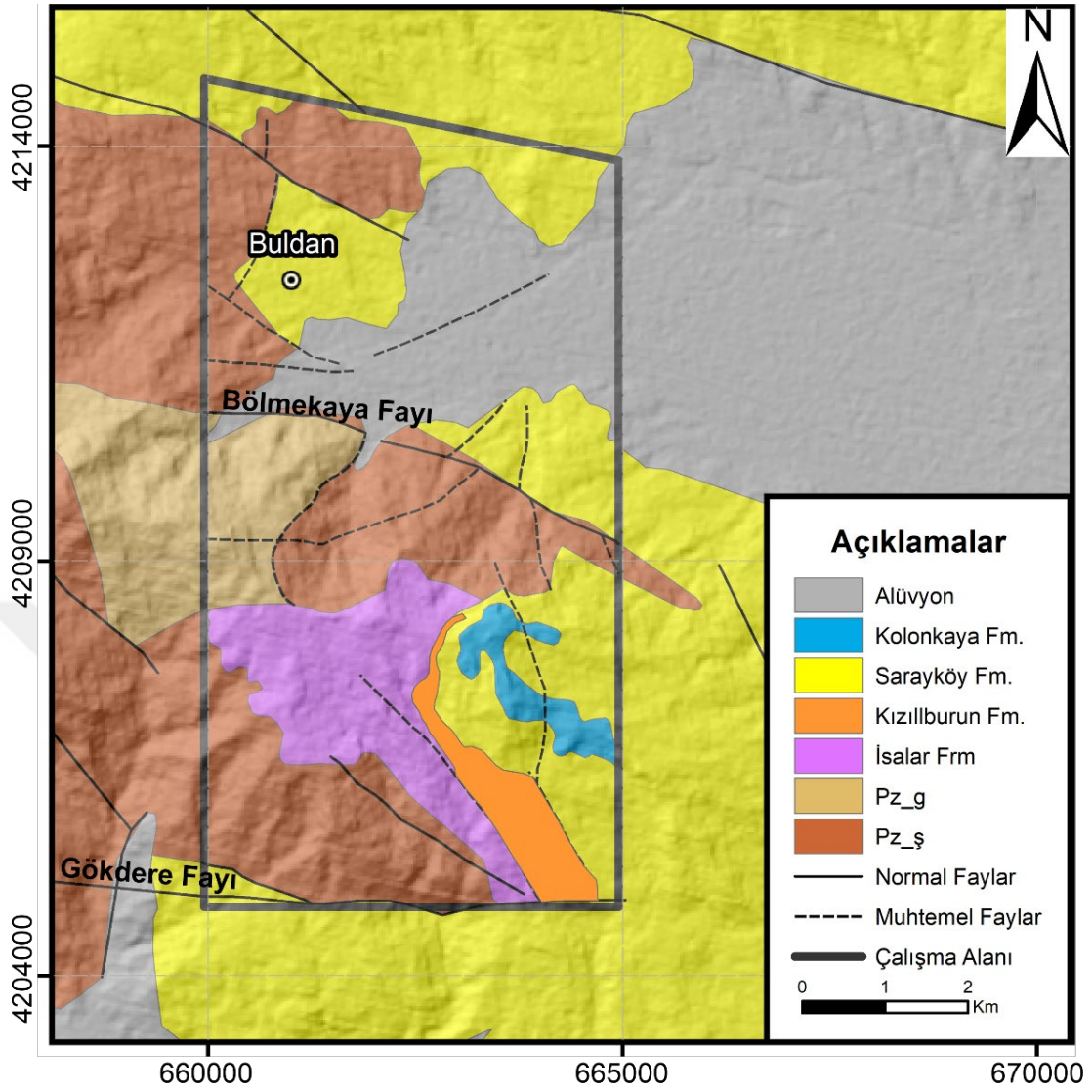
Çalışma alanını oluşturan birimler Paleozoik Menderes Masifi 'ne ait metamorfik kayalar ile jeotermal sistemin örtü birimlerini oluşturan Senozoik kayalarından oluşmaktadır. Masifin metamorfik birimleri, büyük Menderes çöküntü havzasının güneyinde ve kuzeyinde yükselmiş alanlar, bölgenin büyük morfotektonik oluşumlarıdır. Çalışma alanı ve civarında oldukça geniş mostralara veren Menderes masifi, Buharkent kuzey ve güneyinde Buldan'ın batı, kuzeybatı ve güneyi ile Yenicekent kuzeydoğusunda yüzeyler. Menderes masifinin görülen en alt birimini gnayslar oluşturur. Jeolojik olarak gnaysların üzerinde farklı litolojilerden meydana gelen şistler ile mermer-şist aralanması ve mermerlerden oluşan metamorfik kayalar bulunur (Bozcu, 2009).

Metamorfiklerin üzerindeki örtü kayaları, alt orta ve üst olarak tanımlanan üç ayrı birimden oluşur. Bu üç birim uyumsuzluklarla ayrılmışlardır (Şekil 4.4). Alt Birim, Bostanyeri formasyonu İsalır formasyonu ve Kireçtaşı üyesinden oluşmaktadır. Bu birim Kızıldere'nin kuzeyinde bulunan Sarıcaova, Ovacık, Alandız ve Bostanyeri çevresinde oldukça geniş bir yelpazeye sahiptir. Orta birim alttan üste doğru, Kızılburun formasyonu, Sarayköy formasyonu, Kolonkaya formasyonu ve Tosunlar formasyonu olarak sıralanır. Orta Birim, Sarayköy ve Buldan çevresinde görüldüğü

gibi, Alt Birim' in üzerine veya doğrudan metamorfik ana kayanın üzerine oturmaktadır (Şekil 4.3). Üst Birim Büyük Menderes ve Gediz grabenlerinde ve bunların sınır bölgelerinde yüzeyler. Üst Birim, ağırlıklı olarak mevcut graben çöküntüleri içinde alüvyon konileri ve akarsu çökelleri şeklinde oluşan iri kırıntılılarla temsil edilir. Yaklaşık olarak, D-B yönlü faylar mevcut yapısal seviyelerini belirler. Graben dolgusunun tortul istifleri, Kızıldere köyü ile Nazilli arasındaki grabenlerin tektonik olarak yükselmiş sırtları boyunca yoğun olarak gözlenmektedir.

Karasal kırmızı tabaka olarak bilinen bu birim, İsalar ve Bostanyeri formasyonlarından oluşur. Bunlar birbirine geçişlidir ve çoğunlukla kırmızımsı çamur ile desteklenmiş, metamorfik kaya parçacıklarından oluşan konglomeradır. Akarsu ve bataklık ortamlarında oluşan kumtaşı, silttaşı ve marn sıralamasına doğru geçer. Bu birimin toplam kalınlığı yaklaşık 600 m'dir.

Alt birimin bazı bölümleri, Buldan ile Kızıldere arasında, Sazak köyünden Bostanyeri'ye giden yol boyunca görülür. Ayrıca Alandız, Sarıcaova ve Ovacık civarında Bozdağ horstunun batı kesimlerinde yükselmiş olan alanlarda korunmuştur. Kızıldere köyünün kuzeyinde bulunan İsalar formasyonu kırmızımsı-morumsu çamur destekli olan çapraz tabakalı konglomeralardan oluşur. Konglomeraların ara düzeylerinde fosil ve kömür içeren eden şeyler bulunur. Birimin üst kısmı kireçtaşı marn ardalanması ile temsil edilir. Bu birimin yaşı marnlardaki kömür damarları üzerinde yapılan palinolojik çalışmalara göre orta ile geç Miyosen arasında bulunur (Akgün ve Akyol, 1999).



Şekil 4.3. Buldan ve civarının basitleştirilmiş jeoloji haritası (Bozcu, 2009 ve Türker vd.,2014'den düzenlenmiştir).

Orta birim 4 farklı formasyondan oluşur. Bunlar Altan üste doğru Kızıllburun formasyonu, Sarayköy formasyonu ve Aktepe (Kolonkaya) ve Tosunlar formasyonlarıdır. Kızıllburun formasyonunun tipik bir bölümü, Sazak köyü ile Kızıllburun sırtı arasında, Bölmekaya köyü civarlarında gözlemlenir. Kireçtaşı üyesinin üzerine gelen birim, tipik bir taban konglomerası özelliğindedir. Alt seviyelerinde çakıllı kumtaşı, bloklu kumtaşı, konglomera litolojisi gösterirken, daha üst seviyelere doğru tane boyutlarında küçülmeler gözlenir. Buna bağlı olarak da litoloji; kumtaşı, kumlu silttaşı, kumlu kiltası ve kumlu-siltli kireçtaşı özellikleri gösterir. Birimin

içerisinde özellikle alt seviyelerinde linyit bantları bulunmaktadır. İnce ve orta kalınlık gösteren tabakalar, iyi-orta çimentolanma derecesi sunarlar.

Sarayköy Formasyonu ince-orta tabakalı kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marn ardalanmalarında oluşur. Birimin geniş kapsamlı mostraları Sarayköy, Buharkent, Buldan ve Güney ilçelerinde görülmektedir. Formasyonun ana litolojisi sarı-bej, ince tabakalı kumtaşlarıdır. Eski Sazak köyü civarındaki kumtaşları tarafından çevrelenen kiltaları ve marn birimleri içerisinde ince jips ara bantları bulunmaktadır.

Aktepe (Kolonkaya) Formasyonu, kiltası, marn ve gölsel kireçtaşıdan oluşur. Birim batı Anadolu'da oldukça geniş bir alanı kaplar ve Buharkent jeotermal alanının kuzeydoğusunda ve Buldan ovası'nın kuzey bölgelerinde ve Sazak köyünde görülür. Bozcu (2009), Aktepe Formasyonunu litolojik ve stratigrafik özellikleri bakımından, daha önce batı Anadolu'da belirlenen aşağıdaki birimlerle ilişkilendirilebileceğini söylemiştir. Bunlar; Gediz grabeninin kuzeyi boyunca yaygın olarak yetişen Adala kireçtaşı (Yılmaz vd 2000), büyük Menderes grabeninin batı kısmında mostraları bulunan Kuşadası formasyonu (Gürer vd., 2001) ve büyük Menderes grabeni ile Gökova grabeni arasında gözlemlenen Milet formasyonu (Hakyemez, 1987; Yılmaz vd, 2000). Aktepe formasyonu geç Miyosen-erken Pliyosen döneminde bir gölsel ortamda çökelmiştir bu sebeple kimyasal sedimasyon baskındır. Göl çevresinde önemli bir yükseklik farkı bulunmamakta ve göl kenarında ince taneli olan kayaçların oluşmasına neden olmuştur.

Üst Birim, çoğunlukla kaba kırıntılı tortullarla temsil edilmekte olup, mevcut graben çöküntüleri içerisinde alüvyon konileri ve akarsu yatakları olarak oluşturmuştur. Yaklaşık doğu-batı yönlü faylar mevcut yapısal durumunu belirlemiştir. Stratigrafik kesit Şekil 4.4 de görülmektedir. Çalışma alanında birbirinden farklı tektonik evrelerde gelişmiş, birçok normal fay (düşey ve oblik atıma sahip) bulunmaktadır. Bunlardan bir bölümü D-B uzanımlı, birbirine paralel basamak faylar niteliğindedir, diğer bir bölümü ise bu basamak faylar tarafından kesilmiş KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylardan oluşmaktadır. Bölgedeki jeotermal akışkanların yeraltında dolaşımını ve yüzeye ulaşmasında bu faylar önemli bir role sahiptir. Çalışma alanı içerisinde diğer faylara

nazaran daha önemli olduğu düşünölen iki adet fay bulunmaktadır. Bunlardan birincisi Gökdere fayıdır (Şekil 4.3).

Yaş	Grup	Formasyon/üye	(m)	Litoloji	Açıklamalar
Kuv.	Üst	Yamaç moluzu/ Alüvyon	40-90		Yamaç malozu ve Alüvyon
SENOZOYİK	Orta	Tosunlar Fm.	200		Kanal dolgulu kaba taneli kumtaşı kıltaşı, marn, bol fosilli ve boşluklu kireçtaşı
		Kolonkaya Fm.	80		Düzgün katmanlı, çörtlü kireçtaşı, marn, jips, kıltaşı, kumtaşı arda- lanması
		Sarayköy Fm.	300		Çapraz tabakalı kaba taneli kumtaşı, çamurtaşı, kıltaşı
		Kızılburun Fm.	150		Kırmızı çamur destekli konglomera, kumtaşı, çamurtaşı
		Kıraçtaşı üyesi	80		Kireçtaşı, killi kireçtaşı
	Alt	İsalar Fm.	150		Kumtaşı, kıltaşı, kömür, fosilli marn
		Bostanyeri Fm.	100		Kaba elemanlı, kırmızımsı bordo konglomera, kumtaşı
PALEOZOYİK	Metamorfik Temel	Menderes Masifi	>600		Koyu gri, iri kalsit kristalli, sık kırıklı, silisifiye mermer Pz-ş : Gri, siyahımsı gri, ince yapraklanmalı fillit, kuvars-mika şist, kalk şist Pz-g : İri feldspat ve kuvars taneli, gözlü ve bantlı gnays, kuvarsit, şist. Ölçeksiz

Şekil 4.4. Genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Bozcu, 2009 ve Türker vd., 2014'den düzenlenmiştir).

İnceleme alanının en güney sınırını oluşturan bu fay yaklaşık D-B uzanımlı, eğim atımlı bir normal faydır. Ana fay düzlemi yaklaşık 65-70 GGB ya eğimlidir. Büyük Menderes Grabeninin kuzey kenarını oluşturan ana yapıyı temsil eder. Bu fay ile Menderes masifinin metamorfik kayaları ile Neojen yaşlı akarsu, göl ortamında çökelmiş kayalar yan yana getirilmiştir. Fay düzleminin açık görüldüğü Gökdere ile Acı derenin kesiştiği bölgede (Şekil 4.3) düzlem üzerinde breşleşmeler ile demiroksit ve silisli mineralizasyonlar görülmektedir.

İkinci fay ise kuzeyden sınırlayan yaklaşık D-B uzanımlı Bölmekaya faydır (Şekil 4.3). Bu fay ile Gediz grabeninin devamı olan Buldan ovası çöküntüsünün oluşumunda önemli rol oynamıştır. Fay düzleminin konumu yaklaşık K80B/65 KD dur. Fay eğim atımlı normal fay karakterindedir. Fay düzlemi üzerinde yer yer fay çizikleri, demir oksitli mineralizasyonlar, breşleşmeler ve yüksek açılı şev morfolojisi fayın saha verileri olarak belirtilebilir.

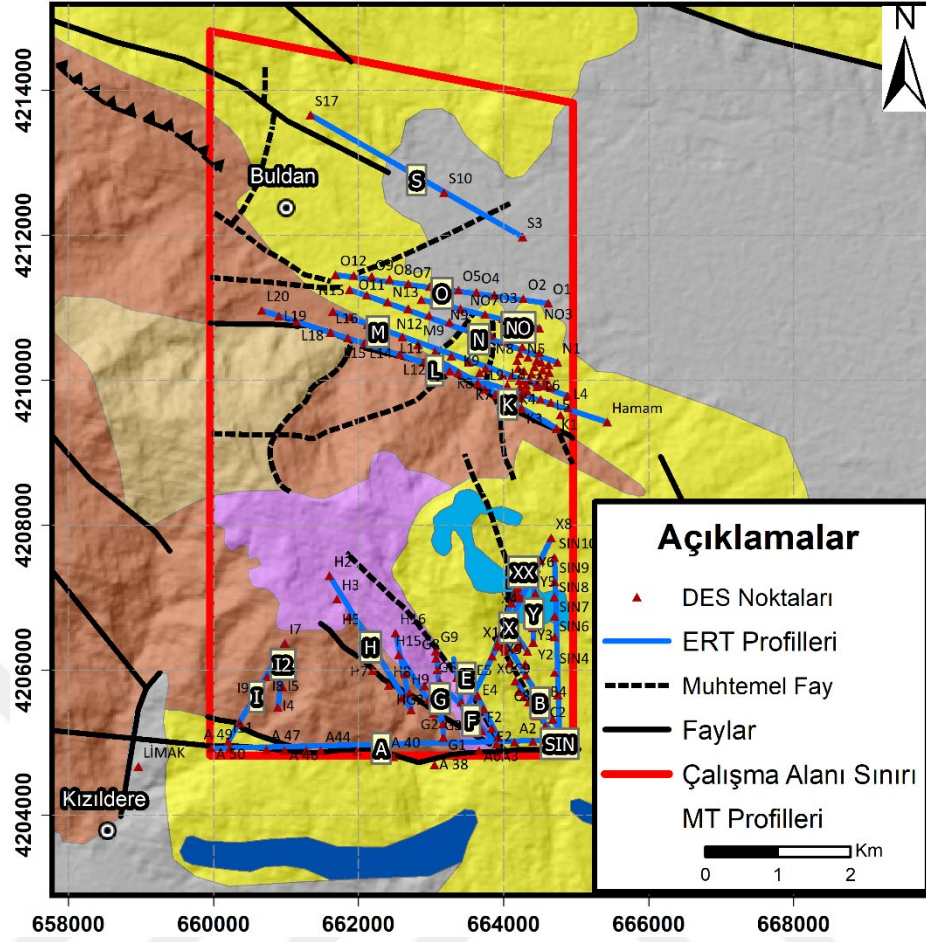
4.2. Elektrik Özdirenç Çalışmaları ve Değerlendirmeleri

Jeofizik yöntemler farklı fiziksel yöntemleri kullanarak yeraltının incelenmesi sağlar. Bu fiziksel yöntemler arasında, yer çekimi ivmesi, yer manyetik alanın değişimi, doğal gerilim (SP), radyometrik ölçümler, cisim dalgalarının yer içinde nasıl davrandığı ve bunların yeryüzündeki etkileri, yeraltının elektromanyetik alanlara ve elektromanyetik dalgalara nasıl tepki verdiği, yeraltındaki materyallerin elektriksel olarak dirençleri ve bunların nelere bağlı olduğu ve nasıl değiştiği gibi konular bulunmaktadır (Dobrin, 1988). Buradaki amaç farklı yeraltı yapılarını, bir veya birkaç özelliğine göre matematiksel modelini kurmak ve bunu insanoğlunun anlayacağı şekilde görüntülemektir.

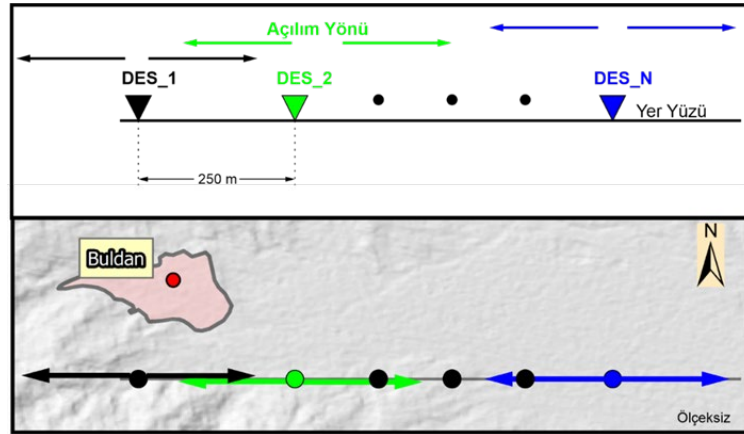
Elektrik özdirenç çalışması, DES tekniği ve Schlumberger elektrot dizilimiyle iki boyutlu değerlendirmeye uygun bir saha çalışması olarak gerçekleştirilmiştir. Görünür özdirenç verileri, JVA1 cihazı kullanılarak akım elektrotları arası yarı uzaklık ($AB/2$) 50-4000 m arasında değişen toplam 237 ölçüm profilinden elde edilmiştir. Güç kaynağı olarak 5 kW kapasitesine sahip bir jeneratör kullanılmıştır. Jeneratör den gelen alternatif gerilim bir redresör yardımıyla doğru akıma (DC) çevrilir. Cihaz da kademeli güç artışı bulunmaktadır. En yüksek kademede çıkış voltajı 2400 V tur. Çıkış akımını belirleyebilmek için arazide yapılan çeşitli testlerde 2 A çıkış akımı alınabilmektedir. Bu ise cihazın pratik çıkış gücünün 5000W civarında olduğunu göstermektedir. Çözünürlükleri 16 bit olan bir ampermetre ve voltmeter alıcı olarak kullanılmış 2 adet 9 V gerilimle çalışan bu ölçüm aletlerinin pil gerilimleri çalışma boyunca düzenli olarak kontrol edilmiştir. Potansiyel farkları Cu/CuSO₄ çözeltisi polarize olmayan potansiyel elektrotları (pot) ile ölçülmüş ve çalışmada 25 mV seviyesinin altına düşmemesine dikkat edilmiştir. Akımı yere enjekte etmek için ise 4 adet paslanmaz krom-nikel elektrot kullanılmıştır. Uygulamada, herhangi bir akım noktasında 2 m kenar uzunluğuna sahip bir kare oluşturularak bu karenin köşe noktalarına elektrotlar çakılmıştır. Tüm elektrot uçları bakır kablo yardımıyla, kısa devre yapılarak, vericiye giden kabloya bağlanmıştır. Böylece, kazık hatalarından kaynaklanabilecek, akımın yere nüfuz etmesini engelleyici durumlar görece azaltılmaya çalışılmıştır. Potlar arası yarı uzaklık ($MN/2$), $AB/2$ uzaklığının en az $1/5$ 'i

kadar, en fazla ise 1/15'i olacak şekilde oluşturulmuştur. DES eğrilerinin pot değişimi sonrasında düşey yöndeki kaymalarını tespit etmek ve gerçek yerlerine taşımak için, pot değişiminden önceki iki ölçü tekrar edilmiştir. DES ölçüm noktaları bir topografik harita ve Google Earth üzerinde belirlendikten sonra ölçü alımına uygunluk arazide incelenmiştir. Bir profil üzerinde açılım yönleri aynı olacak şekilde DES noktaları arası mesafe en az 250 m en fazla ise 500 m olacak şekilde ölçümler gerçekleştirilmiştir. Toplanan DES ölçüm noktalarının ve profillerin konumları Şekil 4.5'de bir profil üzerinde gerçekleştirilen DES ölçüm profillerinin basitleştirilmiş bir şematik gösterimi ise Şekil 4.6'da görülmektedir.

Şekil 4.5'de koyu kırmızı üçgenler DES ölçü noktalarını temsil etmektedir. Koyu renkli mavi çizgiler Elektrik Özdirenç Tomografi (EÖT) profillerini temsil etmektedir. Şekil 4.5'de görülen profil çizgileri bu bölümde daha sonra anlatılacak 2B EÖT profillerinin uzunluğu değildir. Buradaki uzunluk bir profil üzerinde akım elektrotlarının yerleştirildiği maksimum uzaklıklara göre çizilmiştir. Ölçü sayısı ve profil uzunlukları profilden profile değişmektedir. Profillerin uzunlukları ve ölçü sayıları Çizelge 4.1'de sunulmuştur. Çizelge 4.1 de "Hat uzunluğu (m)" olarak görülen sütun, bir profil üzerindeki birinci DES ile son DES ölçüsündeki son kazıklar arasındaki en büyük mesafedir. Ayrıca, Şekil 4.6'da bir EÖT profili üzerinde birleştirilmiş DES çalışmalarının şematik gösterimi sunulmuştur.



Şekil 4.5. DA Özdirenç arazi çalışma haritası.



Şekil 4.6. DES ölçüm noktaları ve profillerinin yandan ve üstten basitleştirilmiş şematik gösterimi.

Çizelge 4.1. DA özdirenç çalışmasındaki hatların uzunluk ve DES nokta sayısı.

	Hat Adı	DES Nokta Sayısı	DES Nokta Aralıkları (m)		Max AB/2 (m)		Açılım Yönü	Hat Uzunluk (m)	RMSE				Model Uzunluğu (m)
			Min	Max	Min	Max			Bert		2DDC		
									Min	Max	Min	Max	
1	A	14	250	400	2000	4500	D-B	9680.8	13.1	15.3	12.1	13.2	4500
2	B	5	90	300	2500	3000	KB-GD	7590.5	4.1	10.7	6.9	11.0	1395
3	C	9	100	250	2500	3500	KB-GD	7708.5	2.3	12.2	3.7	14.6	986
4	E	6	130	300	2750	3000	KB-GD	6280.4	3.7	7.5	3.6	6.6	1035
5	F	3	400	329	2250	3000	~ K-G	6113.6	2.3	12.2	3.7	14.6	729
6	G	8	100	230	2500	2750	~ K-G	6240.5	4.4	11.2	6.3	18.6	1196
7	H	9	204	340	2750	3000	KB-GD	7574.6	9.4	19.2	7.4	18.9	2164
8	I	5	300	522	2500	2500	GB-KD	6587.5	2.4	19.1	7.4	16.0	1563
9	K	8	93	300	2500	4000	KB-GD	7003.5	1.6	14.2	2.3	13.7	1253
10	L	15	180	500	2250	4500	KB-GD	10500.8	1.2	18.4	3.3	17.7	4450
11	M	14	250	432	2850	3000	KB-GD	8930.8	2.8	13.2	2.3	15.1	3432
12	N	11	250	430	1750	3000	KB-GD	8250.6	1.6	11.6	1.9	11.0	3036
13	NO	8	150	350	2900	2500	KB-GD	6970.2	4.3	15.5	4.1	17.5	1670
14	O	12	250	350	2500	3000	KB-GD	8710.6	1.0	13.2	2.4	14.6	2960
15	Sin	7	210	596	3000	3750	K-G	7708.5	3.7	8.0	5.8	14.7	1895
16	XX	7	75	205	3000	3000	GB-KD	6775	2.1	16.0	5.2	15.4	775
17	X	14	100	340	4000	2500	GB-KD	1820	1.8	15.6	3.7	10.8	8660
18	Y	5	65	414	2750	3000	K-G	916	5.9	10.0	13.4	9.8	6650
19	ZC	3	130	290	3000	3000	KB-GD	290	8.3	12.5	13.7	17.1	6290

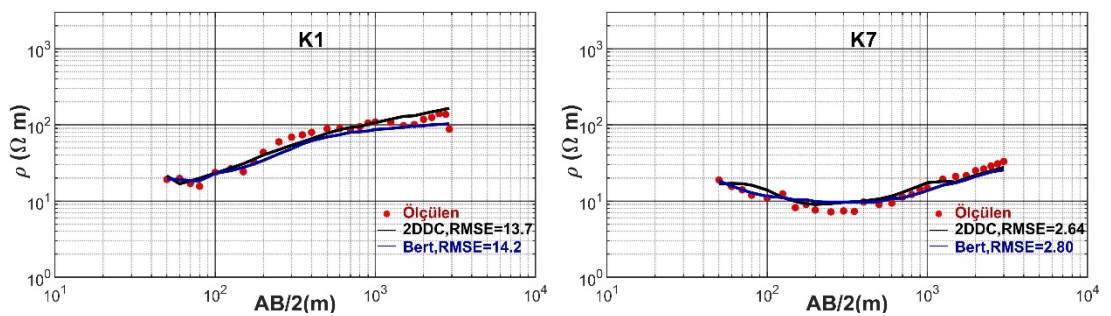
Öncelikle Buldan ilçesi tarafında elde edilen EÖT sonuçları (K, L, M, N, NO ve O profilleri), güneyden başlayarak sırasıyla kuzeye doğru aşağıda değerlendirilmiştir. Bu profillerdeki DES nokta sayısı 8-15 arasında değiştiği ve DES noktaları arası mesafelerin 100-300 m arasında olduğu Çizelge 4.1’de ve profillerin yönleri Şekil 4.5’de sunulmuştur. Toplamda 19 adet profilin iki boyutlu modellemeleri farklı iki yöntem olan BERT ve 2DDC kodu ile yapılmış ve elde edilen sonuçların hata oranları karşılaştırılarak en iyi yeraltı modeli yorumlanmaya çalışılmıştır. Bu modeller oluşturulurken ölçülen (kırmızı içi dolu daireler) ve hesaplanan (BERT koduna göre mavi düz çizgi, 2DDC koduna göre siyah düz çizgi) özdirenç eğrileri her profil için elde edilmiş ve şekillerde sunulmuştur. Elde edilen tüm DES verileri ve hesaplanan eğriler EK-A da sunulmuştur.

K Profili Öz direnç Modeli

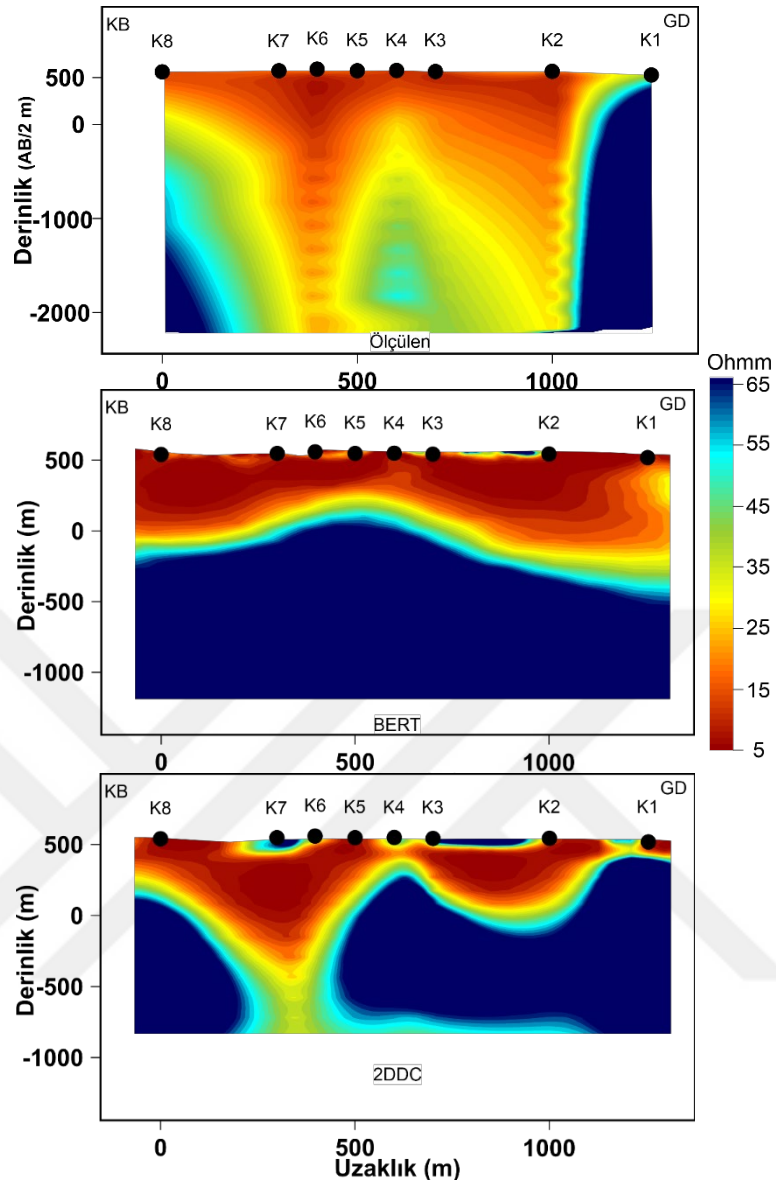
Toplam 8 adet DES noktası içeren K profili (K1-K8), Buldan civarındaki ölçülerin en güneyinde ve Bölmekaya fayının hemen düşen kesiminde yer almaktadır. Kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı profilin yaklaşık uzunluğu 1200 m civarındır. K1 DES noktası profilin GD ve Bölmekaya fayının hemen kuzeyinde, K8 ise KB tarafındadır (Şekil 4.8).

Her iki kod ile 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda K1 ve K7 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtelerin bir karşılaştırması Şekil 4.7’de verilmiştir. Burada, K1 ve K7 iki farklı karakterde DES belirtileri olduğu için tercih edilmiştir. K profilinde 2DDC kodu ile DES noktalarında hesaplanan RMSE 2.3-13.7 ve BERT kodu ile hesaplanan RMSE ise 1.6-14.2, arasında elde edilmiştir. Bu profil değerlendirmesinde ölçülen ve hesaplanan öz direnç arasındaki uyumda 2DDC, BERT’ e göre daha az hata ile sonuca varılmıştır.

K profilinin 2B ters çözümünden elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, BERT ve 2DDC arasında öz direnç değerlerinde bariz bir fark olmadığı için tek bir ölçekte öz direnç değerleri sunulmuştur (Şekil 4.8).



Şekil 4.7. K Profili, K1 ve K7 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen belirtelerin karşılaştırılması



Şekil 4.8. K Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

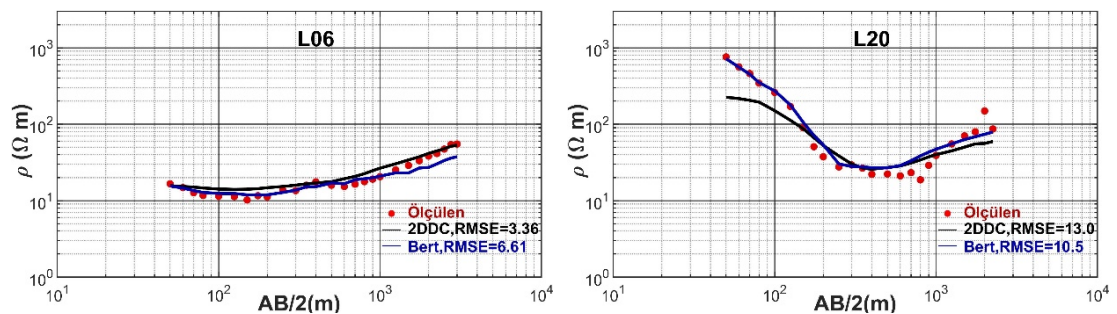
Şekil 4.8’deki yeraltı modelleri incelendiğinde yaklaşık ilk 500 m içerisinde birbirlerine benzer olduğu görülmektedir. Ancak 500 m’den sonra elde edilen öz direnç değerlerine bağlı yeraltı modelleri karşılaştırıldığında BERT’e göre yaklaşık öz direnci 65 ohm.m civarında olan yer yer ondülasyonlu yatay bir tabakanın devamlılığı görülmektedir. 2DDC koduna göre ise yüzeydeki düşük öz direnç değerlerinin sınırları yer yer derine doğru artan K7 noktasının altında yaklaşık 1000 m’ye ulaşan K1 noktasına doğru ondülasyonlu ancak BERT’e göre daha ince iletken bir ortam elde edilmiştir. Bu iletken ortamın altında BERT’e benzer bir öz direnç ile dirençli bir ortam olduğu gözlenmiştir. K Profilinde BERT’e göre 1700 m ve 2DDC’ye göre 1300 m

derinlere kadar çözüm üretilmiştir. K profili BERT'e göre genel olarak, iki tabakalı bir ortam görünümündedir. Birinci tabaka 15 ohm. m'den daha düşük değerli olan düşük öz dirençli, ikinci tabaka ise yaklaşık 65 ohm.m civarında bir öz direnç değerleri ile görece yüksek öz dirençlidir. 2DDC koduna göre de K profili iki tabakalı ortam olarak kabul edilebilir. 2DDC koduna göre K profili yaklaşık ilk 500 m lik derinlikte öz direnç değeri genel olarak 15 ohm.m'den düşüktür fakat bu düşük öz dirençli tabaka içerisinde nispeten yüksek öz dirençli ortamlar olduğu gözlenmektedir. Derine doğru öz direnç değerleri 65 ohm.m civarına kadar artmaktadır. Her iki kesitte de K5-K3 noktaları arasında iletken ortamın kalınlığında azalma olduğu görülmektedir. Benzer durum K1 noktasında da elde edilmiştir.

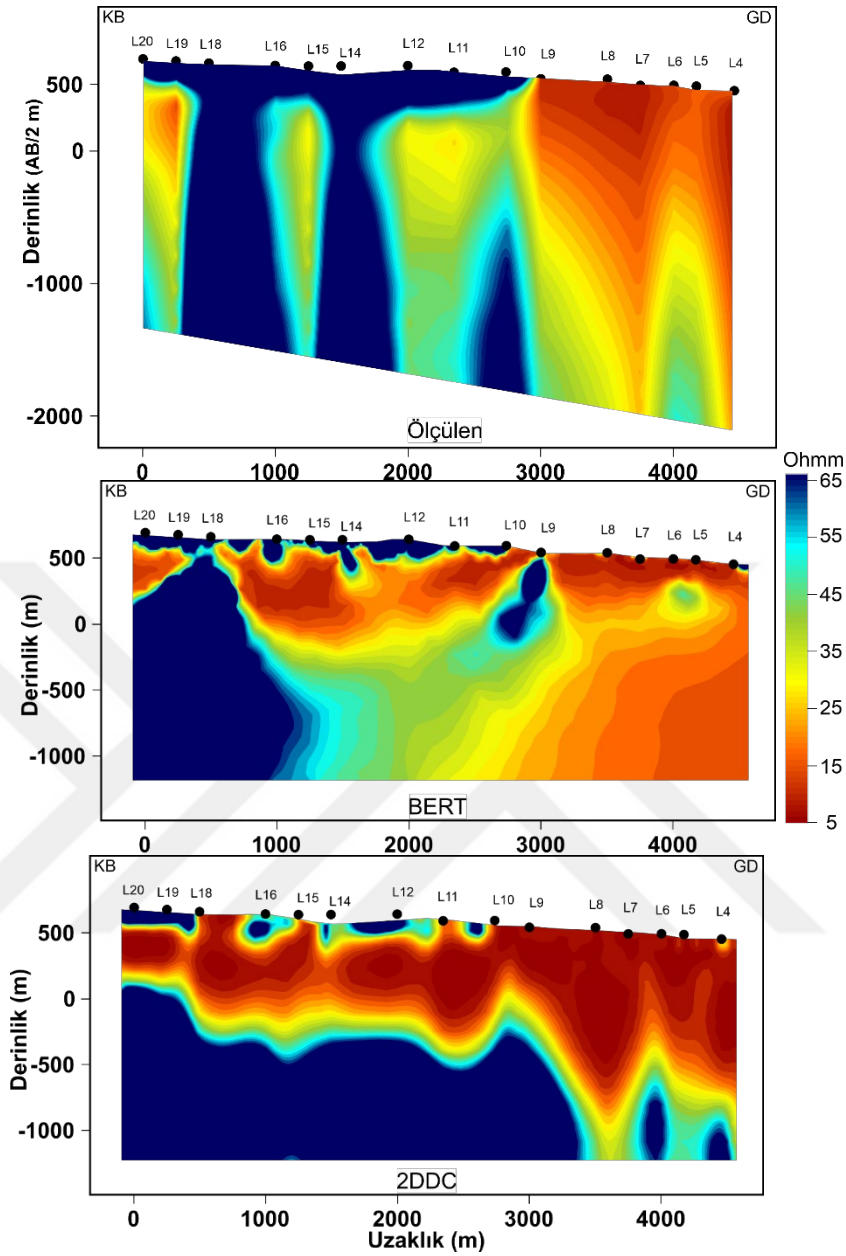
L Profili Öz direnç Modeli

L profiline ait tüm noktaların 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda seçilen iki farklı karakterli L06 ve L20 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.9'da verilmiştir. L profilinde 2DDC kodu ile DES noktalarında hesaplanan RMSE 3.3-17.7 ve BERT kodu ile hesaplanan RMSE 1.2-18.4 arasında değiştiği Şekil 4.9'da görülmektedir.

L profili, toplam 15 adet DES noktasından oluşan GB-KD uzanımlı ve yaklaşık uzunluğu 4500 m civarındadır. L profiline ait iki boyutlu BERT ve 2DDC'ye ait ters çözüm modelleri sırasıyla Şekil 4.10'da verilmiştir.



Şekil 4.9. L Profili, L6 ve L20 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.



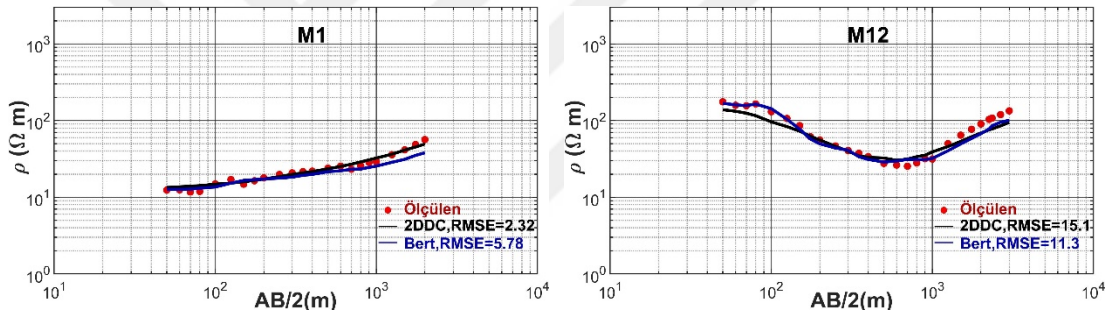
Şekil 4.10. L Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

Şekil 4.10 incelendiğinde, her iki çözümde de L20 noktasından L9 noktasına kadar bölgede elde edilen yeraltı yapısı ile L9 noktasından profilin sonuna kadar olan bölgede elde edilen yeraltı yapısı farklılık göstermektedir. Her iki koda göre elde edilen ters çözüm sonucunda yüzeyde L20-L9 noktaları arasında yaklaşık 100 m civarında yer yer öz direnci 65 ohm.m olan dirençli ortam elde edilmiştir. Bu ortamın hemen altında BERT'e göre 200-500 m arasında değişen kalınlık ile iletken bir ortam var iken 2DDC koduna göre yaklaşık 400-700 m arasında kalınlığı olan iletken ortam

gözlenmektedir. Bu iletken ortam L9-L1 noktaları arasında BERT koduna göre 1500 m derinlere kadar devam ederken 2DDC koduna göre 1000-1200 m arasındadır. 2DDC koduna göre 1200 m'den sonra tekrar dirençli bir ortam gözlenmektedir.

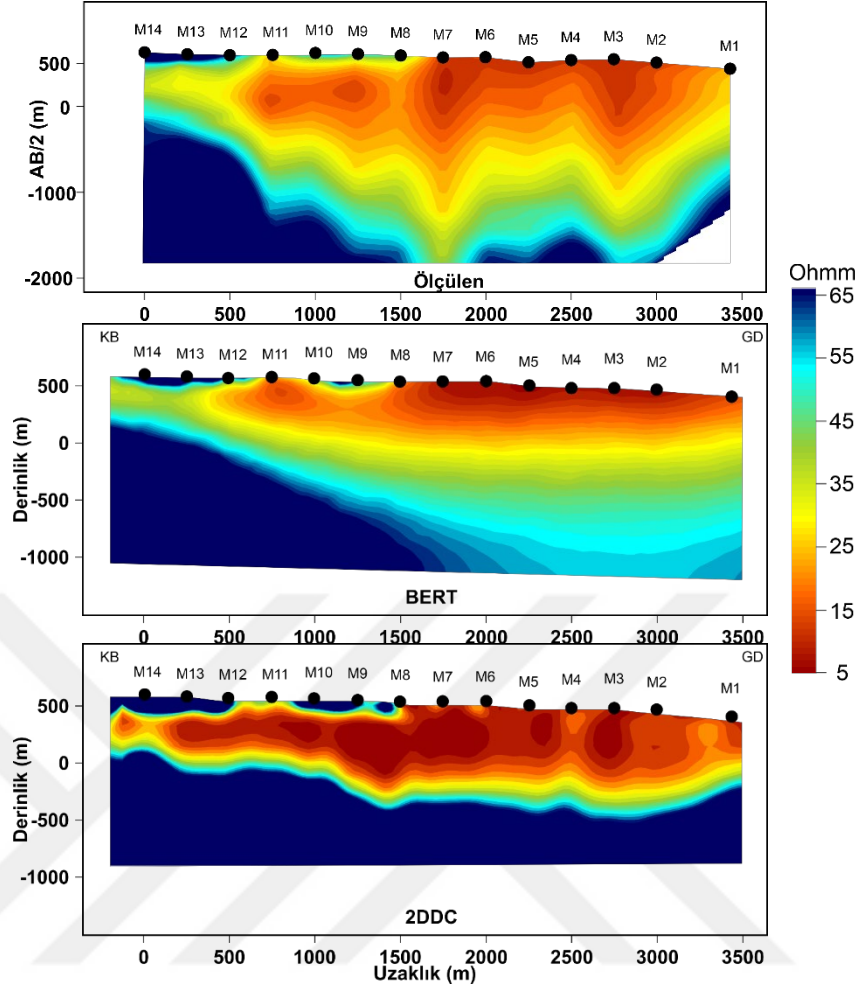
M Profili Öz direnç Modeli

M profilini oluşturan birleştirilmiş DES ölçümlerinin iki farklı kod ile 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda ölçülen veriler ile 2DDC kodundan hesaplanan veriler arasında RMSE 2.3-15.1 arasında değişirken BERT kodu ile hesaplanan RMSE 2.8-13.2 arasında elde edilmiştir. Bu DES noktaları içerisinde iki farklı özellikte olan M14 ve M7 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin örnek bir karşılaştırması Şekil 4.11 de verilmiştir.



Şekil 4.11. M Profili, M1 ve M12 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

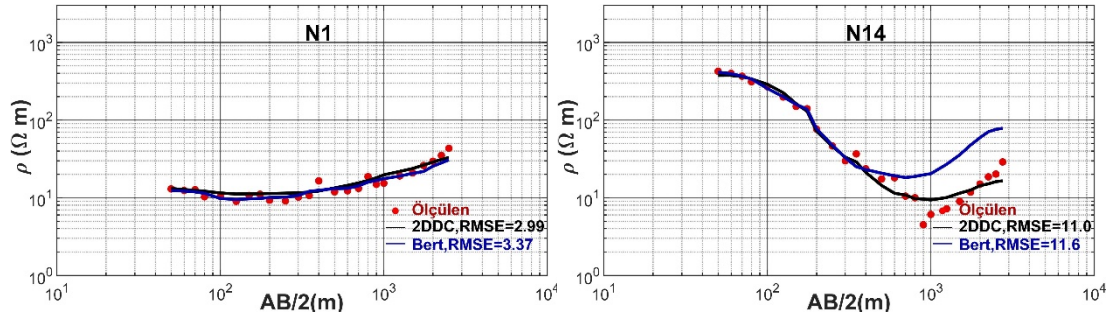
14 adet DES noktasından oluşan GB-KD uzanımlı M profilinin yaklaşık uzunluğu 3500 m civarındır (Şekil 4.12). Bu profildeki birleştirilmiş DES ölçümlerinin BERT ve 2DDC ye göre 2B ters çözümde elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, her iki çözümde de iletken ortamın kalınlığı M14-M1 arasında kalınlığı giderek artan yaklaşık M14 tarafında 300 m kalınlığında iken M1 noktasına doğru BERT ve 2DDC kodlarına göre 750 m ye kadar artmaktadır. Ancak bu iletken zonun hemen altında 2DDC koduna göre dirençli zona girerken BERT kodunda M7-M1 arasında artan bir öz direnç değerlerinin olduğu ve M14-M7 noktaları arasında yaklaşık 500 m'nin altında hemen dirençli ortamın olduğu gözlenmektedir.



Şekil 4.12. M Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

N Profili Öz direnç Modeli

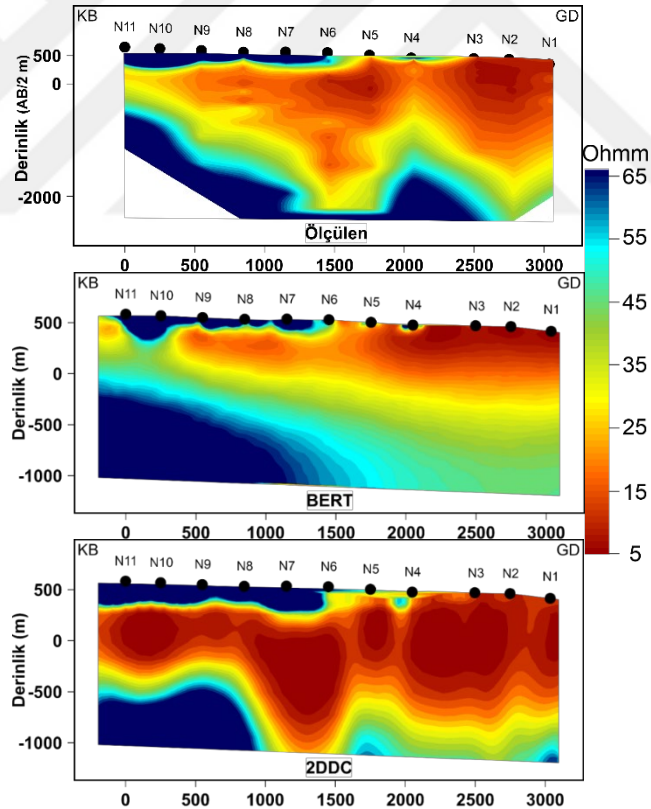
2B ters çözüm değerlendirme sonucunda N11 ve N1 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.13’de verilmiştir. N profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 1.9-11.0 ve 1.6-11.6 arasında elde edilmiştir.



Şekil 4.13. N Profili, N1 ve N14 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

Toplam 11 adet DES noktası içeren N ölçüm profili, Buldan civarındaki ölçülerin güneyinde yer almaktadır. GB-KD uzanımlı profilin yaklaşık uzunluğu 3000 m civarındır.

N11 DES noktası profilin KB, N1 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.14).

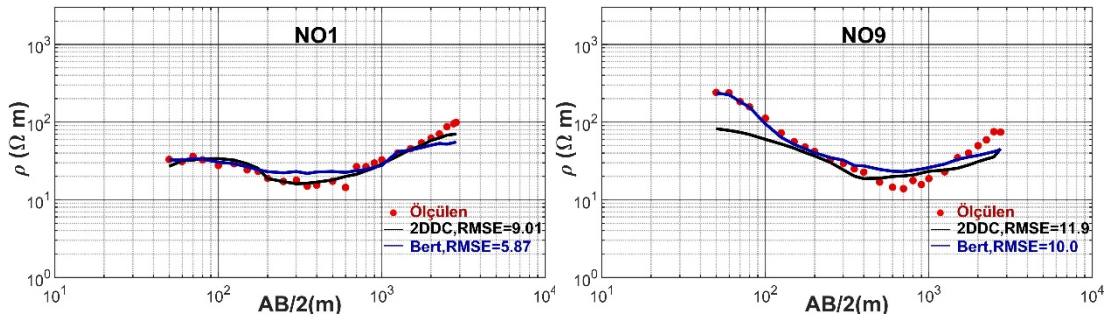


Şekil 4.14. N Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

2B ters çözümünden elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, her iki çözümde de N11 noktasından N6 noktasına kadar olan bölümde yüzeyde yaklaşık 100 m kalınlığında dirençli bir ortam olduğu bu dirençli ortama hem yanal yönde hem de altında iletken bir ortamın ve bu ortamın kalınlığının 750-1000 m arasında olduğu gözlemlenebilir. Her iki koda göre iletken ortamın kalınlığı N1 noktasına doğru artmaktadır. Bu iletken ortamın altında tekrar dirençli ortam ve bu dirençli ortam N1-N8 arasında yaklaşık 1000 m derinlikte başlar iken N8-N1 arasında 1500 m derinlerde olduğu görülmektedir (Şekil 4.14). İki kod arasındaki farklılık N8-N5 noktaları arasında görülmektedir. Bu farklılık 2DDC koduna göre iletken ortamın kalınlığı 1300 m iken BERT'e göre yaklaşık 500 m civarındadır.

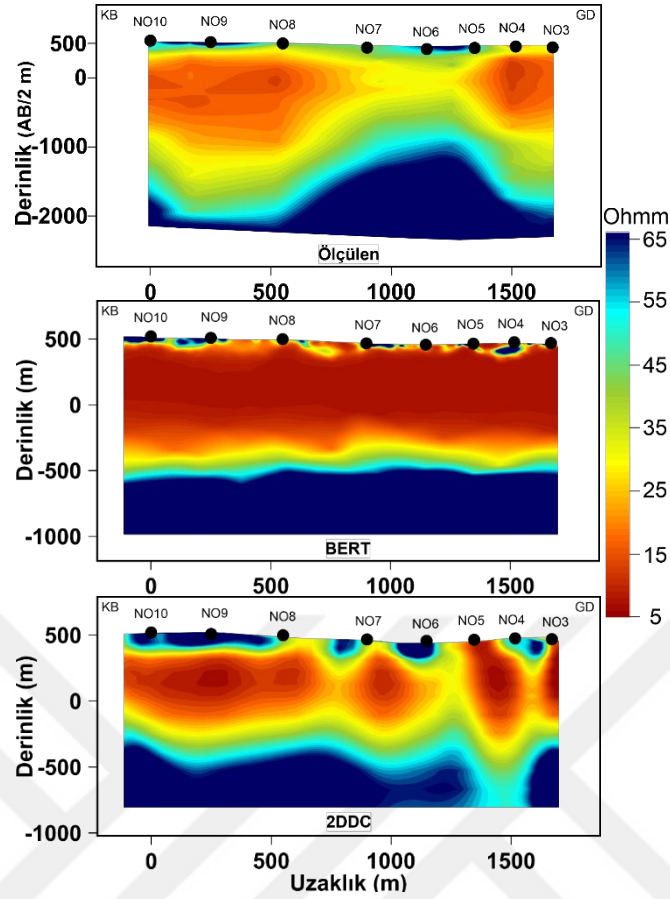
NO Profili Öz direnç Modeli

Toplam 8 adet DES noktası içeren NO profili Güneyinde N profili, Kuzeyinde ise O profili olması sebebiyle NO olarak isimlendirilmiştir. Her iki profile olan uzaklığı 250 m civarındadır. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda NO9 ve NO1 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.15'de verilmiştir. NO profilinde 2DDC ve BERT kodlarına göre DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 4.1-17.5 ve 4.3-15.5 arasındadır.



Şekil 4.15. NO Profili, NO1 ve NO9 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

Profil Buldan civarındaki ölçülerin güneyinde yer almaktadır. GB-KD uzanımlı profilin yaklaşık uzunluğu 1700 m civarındadır. NO-9 DES noktası profilin KB, NO-1 ise GD tarafındadır (Şekil 4.16).



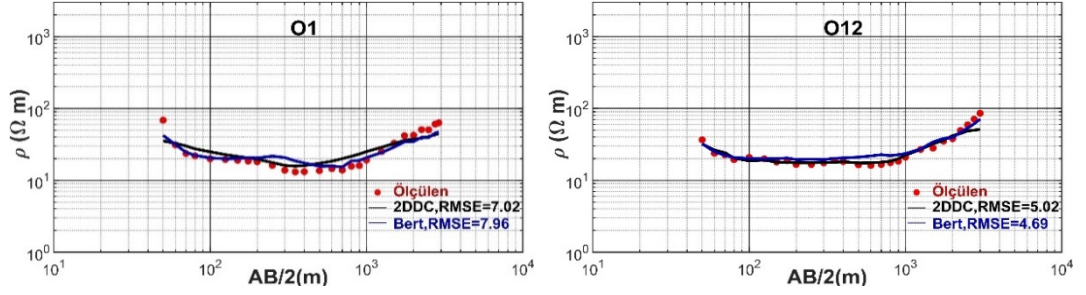
Şekil 4.16. NO Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

2B ters çözüm sonucunda elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, her iki çözümde de Profilin başından sonuna kadar iki tabakalı ortam olarak değerlendirilebilir (Şekil 4.16). Birinci tabakanın öz direnci 10 – 20 ohm.m arasında, kalınlığı ise 1000 m dir. 2DDC kodundan elde edilen değerlere göre bu tabakanın öz direnci 5-25 ohm.m arasındadır. İkinci tabaka öz direnci ise 65 ohm.m ve üzeridir.

O Profili Öz direnç Modeli

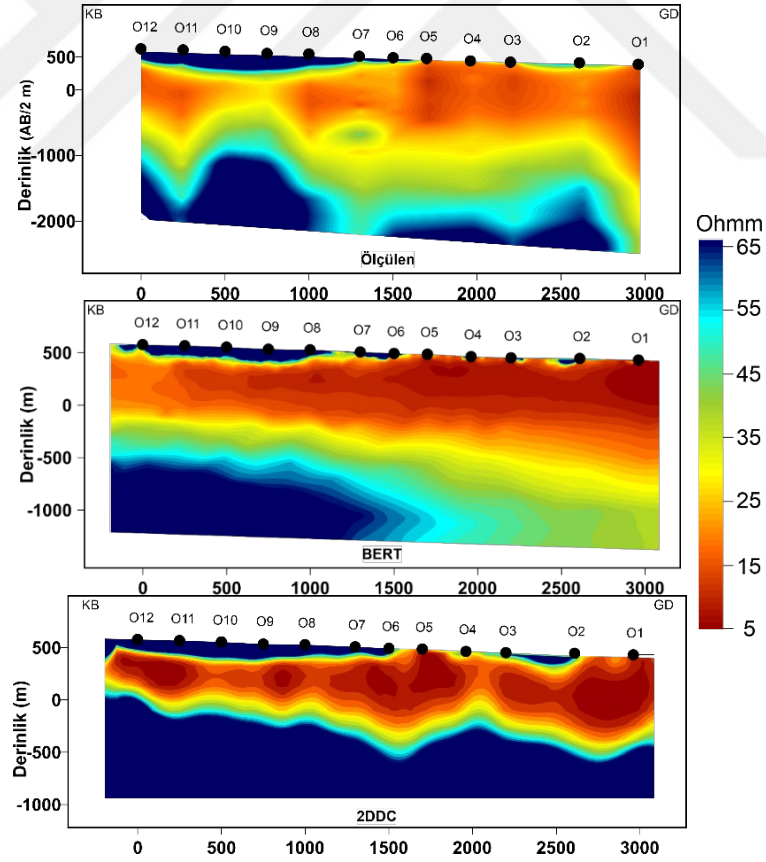
Toplam 12 adet DES noktası içeren O ölçüm profili, Buldan civarındaki ölçülerin güneyinde yer alan son profildir. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda O12 ve O1 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.17’de

verilmiştir. O profilinde 2DDC kodu ile DES noktalarında hesaplanan RMSE 2.4 ile 14.6 arasında ve BERT kodu ile hesaplanan RMSE ise 1.0-13.2 arasındadır.



Şekil 4.17. O Profili, O1 ve O12 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

GB-KD uzanımlı profilin yaklaşık uzunluğu 3000 m civarındır. O12 DES noktası profilin KB, O1 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.18).

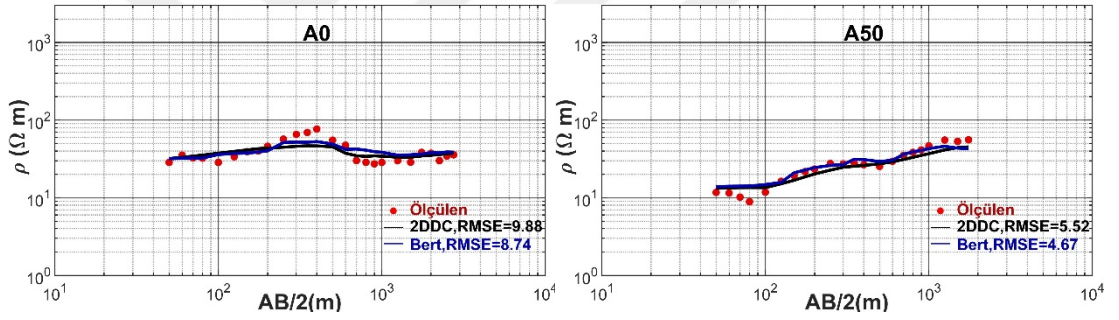


Şekil 4.18. O Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

2B ters çözümünden elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, her iki çözümde de yeraltı iki tabakalı olarak değerlendirilebilir. Her iki koda göre iletken ortamın kalınlığı O12 noktasından O1 noktasına doğru artmaktadır. Ancak bu artış BERT'e göre 1000 m derinlere kadar uzanırken 2DDC koduna göre yaklaşık 750 m civarına kadardır.

A Profili Öz direnç Modeli

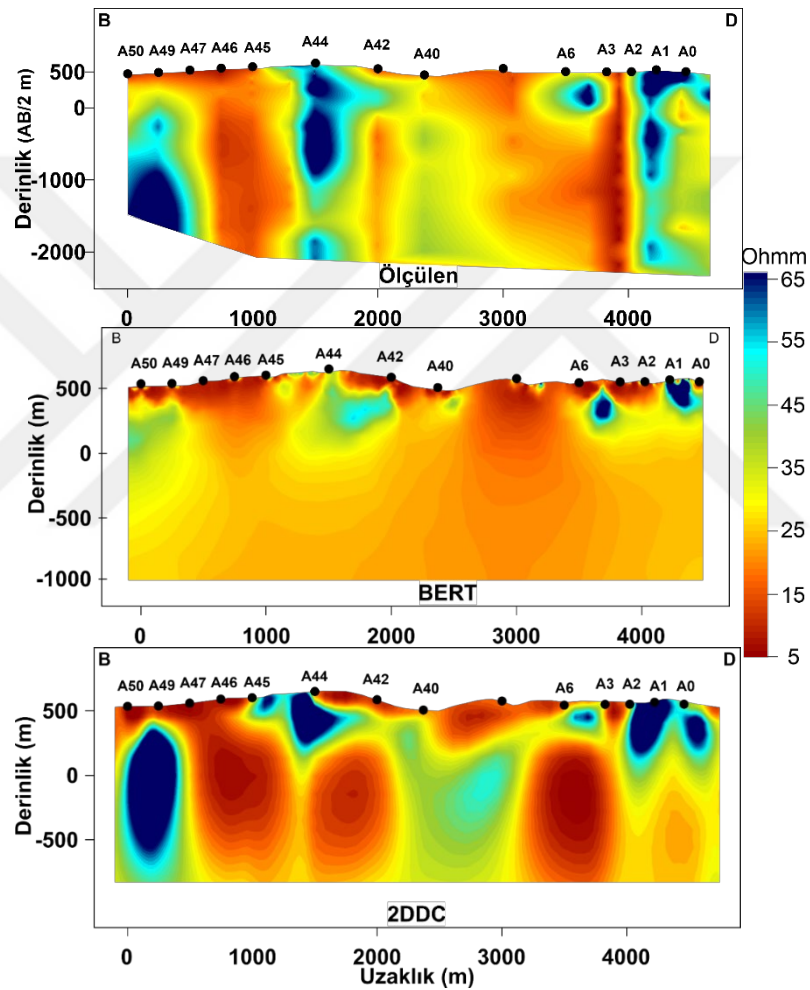
Toplam 14 adet DES noktası içeren A ölçüm profili, çalışma alanının en kuzeyinde yer almaktadır. A profiline ait 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda A0 ve A50 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.19'da verilmiştir. A profilinde 2DDC kodu ile DES noktalarında hesaplanan RMSE 12.1-13.2 ve BERT'e göre RMSE 5.3-13.1 arasında değişmektedir.



Şekil 4.19. A Profili, A0 ve A50 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

Yaklaşık D-B uzanımlı profilin uzunluğu 4600 m civarındır. A50 DES noktası profilin Batı, A0 noktası ise Doğu tarafındadır (Şekil 4.20). 2B ters çözümünden elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, BERT kodundan elde edilen sonuçlara göre yüzeye yakın kesimlerde yaklaşık 100 m kalınlığında öz direnci 10 ohm.m civarında olan iletken bir ortam vardır. A50-A0 noktaları arasında iletken tabakanın arasında yer yer yüzeyleyen öz direnci 55-65 ohm.m arasında olan dirençli alanlar gözlenmektedir. BERT koduna göre iletken ortam derinlere doğru öz direnç değerleri 30 ohm.m ye kadar çıkmaktadır. Ancak bu ortam içerisinde özellikle A50-A49 ve A44-A42 arasında öz direnci 50 ohm.m olan yaklaşık 200 m kalınlığında blok şeklinde dirençli bir ortam belirlenmiştir. BERT kodunun çözümüne benzer şekilde 2DDC kodundan da öz direnç

modeli elde edilmiştir. Her iki kod arasında bariz farklılıklar A50-A49 arasındaki dirençli ortamın hem öz direnç değerlerinde hem de kalınlıklarında olduğu görülmektedir. Ayrıca BERT kodunda A44-A42 arasında gözlenen dirençli ortam 2DDC kodunda A45-A42 arasında gözlenmektedir. BERT kodunda A40-A38 arasında iletken ortamın derinlere doğru hafif artan öz direnç değerleri 2DDC kodunda yaklaşık 100-200 m kalınlığında iletken ortamın altında öz direnci 50 ohm.m civarında dirençli bir ortam derinlere doğru devam etmektedir.

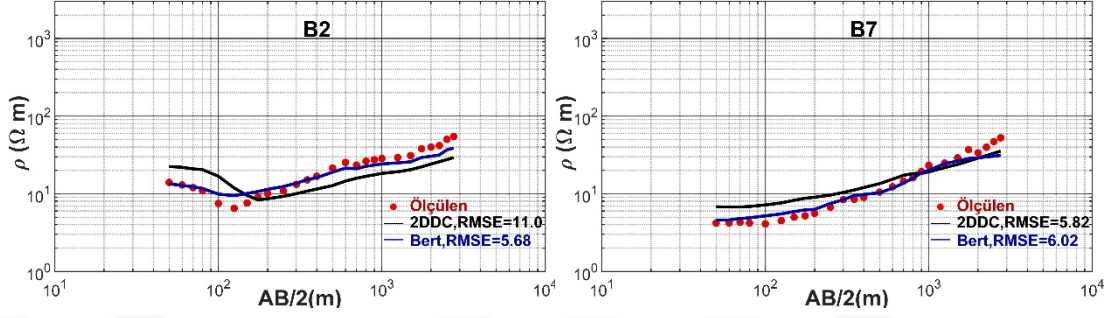


Şekil 4.20. A Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

B Profili Öz direnç Modeli

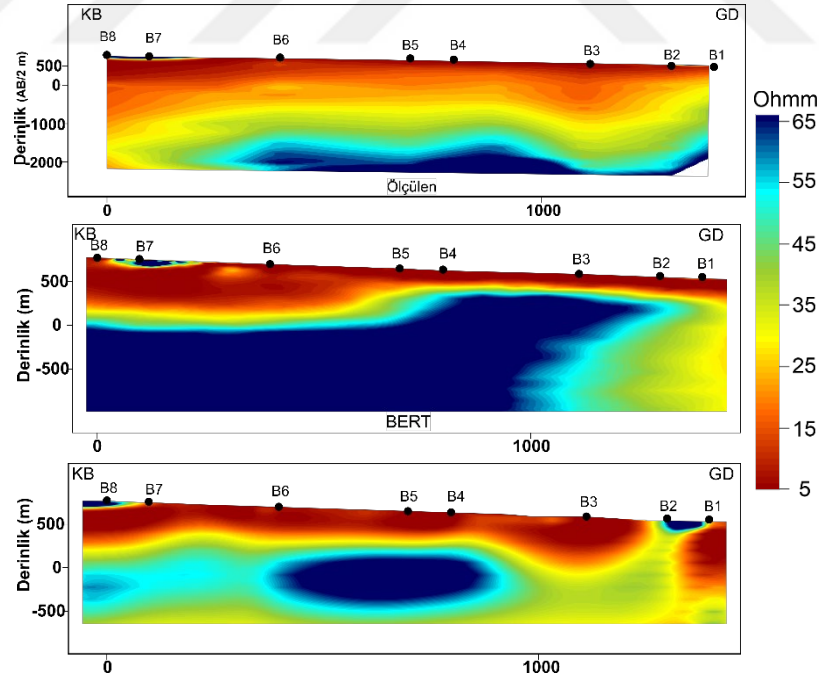
Toplam 8 adet DES noktası içeren B ölçüm profili, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda B1 ve B8 DES noktalarında

ölçülen (kırmızı içi dolu daireler) ve hesaplanan (BERT mavi düz çizgi, 2DDC siyah düz çizgi) belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.21’de verilmiştir. B profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 6.9-11.0 ve 4.1-10.7 arasında değişmektedir.



Şekil 4.21. B Profili, B2 ve B7 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

KB-GD uzanımlı profilin yaklaşık uzunluğu 1400 m civarındır. B8 DES noktası profilin KB, B1 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.22).



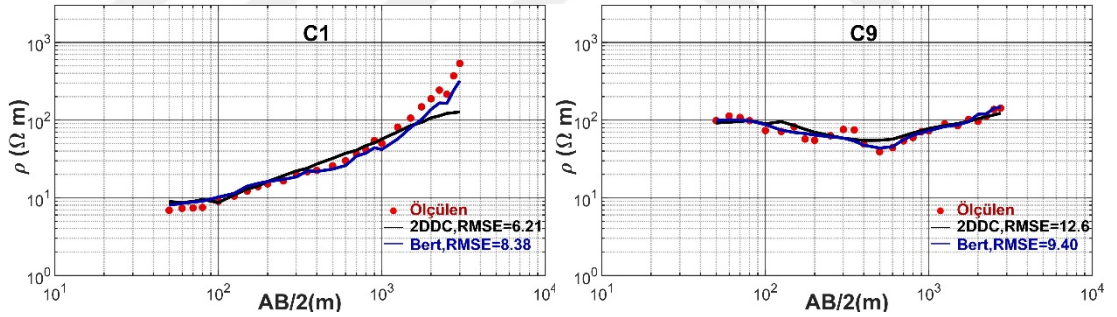
Şekil 4.22. B Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

2B ters çözümde her iki koda göre elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, tüm kesit iki tabakalı ortam olarak değerlendirilebilir. BERT kodundan elde edilen

sonuçlara göre B8-B5 noktaları arasında kalınlığı yaklaşık 500 m civarında olan ve B5-B1 noktaları arasında kalınlığı yaklaşık 100 m civarında olan öz direnç değeri 10 ohm.m civarında iletken bir ortam elde edilmiştir. Bu iletken ortamın altında öz direnci 65 ohm.m civarında dirençli bir ortam 1500 m derinlere kadar devam etmektedir. Bu dirençli ortam B2-B1 noktaları altında daha iletken bir ortama geçiş yapmaktadır. 2DDC koduna göre ise genel olarak BERT kodunun çözümüne benzemektedir. Sadece ortamların kalınlıkları ve dirençlerinde farklılıklar vardır.

C Profili Öz direnç Modeli

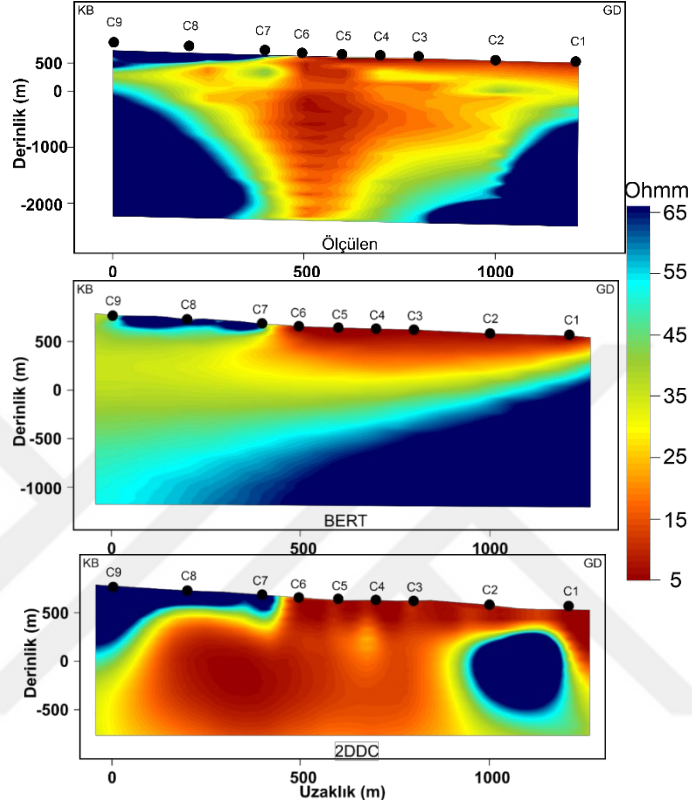
Toplam 9 adet DES noktası içeren C ölçüm profili, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda B1 ve B8 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.23'de verilmiştir. C profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 3.7-14.6 ve 2.3-12.2 arasında elde edilmiştir.



Şekil 4.23. C Profili, C1 ve C9 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

KB-GD uzanımlı profilin yaklaşık uzunluğu 1200 m civarındır. C9 DES noktası profilin KB, C1 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.24). 2B ters çözümde elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, her iki kodun modelinde önemli farklı sonuçlar elde edilmiştir. Bu farklılıklar BERT kodunda C9-C7 arasında öz direnci 65 ohm.m olan dirençli ortam derinlere doğru öz direnç değerinde az bir azalma ile devam etmektedir. Buna koşut 2DDC koduna göre elde edilen modelde C9-C7 arasındaki dirençli ortamın altında öz direnci 10 ohm.m civarında olan iletken bir ortamın olduğu

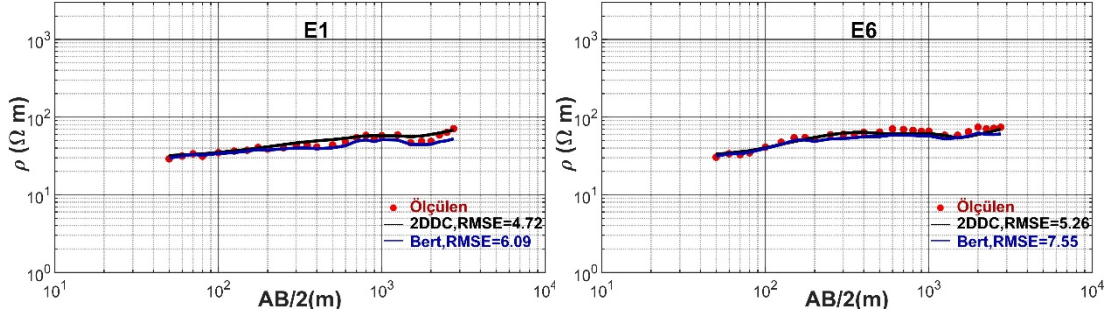
gözlenmektedir. Ayrıca BERT koduna göre C6-C1 noktaları arasında yaklaşık 200 m kalınlığında öz direnci 10 ohm.m civarında iletken ortamın hemen altında dirençli ortama geçiş yaparken 2DDC koduna göre bu dirençli ortam sadece C2-C1 noktaları arasında görülmektedir.



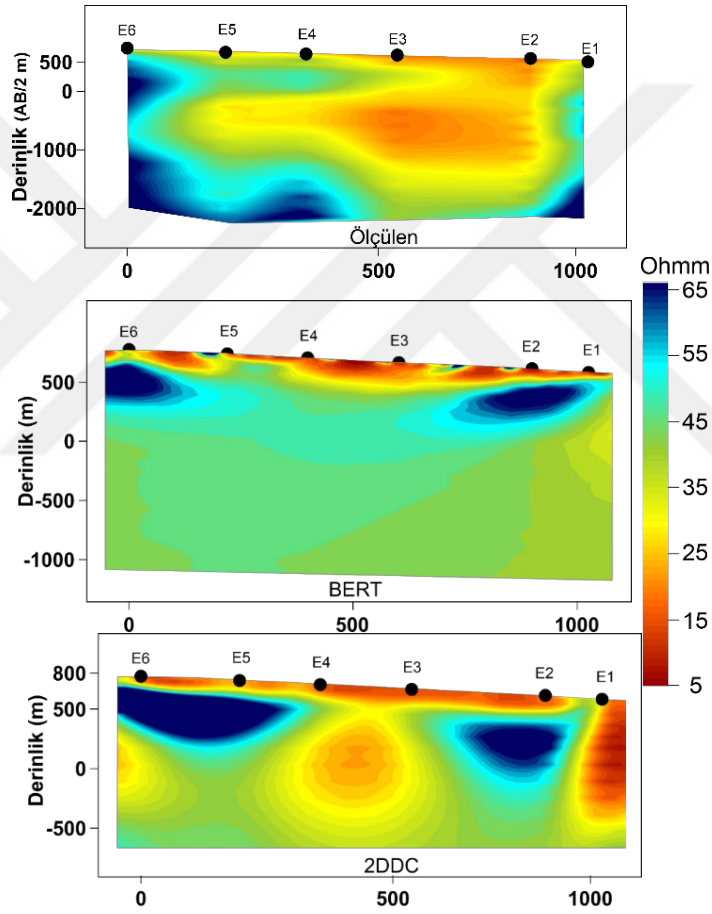
Şekil 4.24. C Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

E Profili Öz direnç Modeli

Toplam 6 adet DES noktası içeren E ölçüm profili, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda B1 ve B8 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.25’de verilmiştir. E profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 3.6-6.6 ve 3.7-7.5 arasında değişmektedir. KB-GD uzanımlı profilin yaklaşık uzunluğu 1050 m civarındır. E6 DES noktası profilin KB, E1 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.26).



Şekil 4.25. E Profili, E1 ve E6 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.



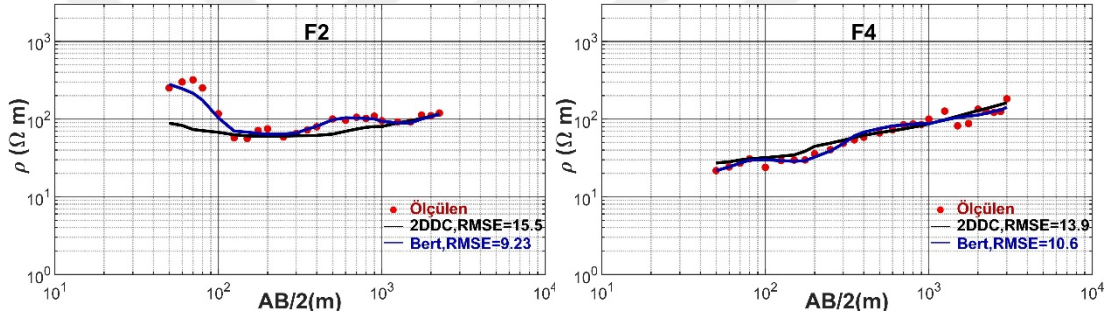
Şekil 4.26. E Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

2B ters çözümde elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde hem BERT hem de 2DDC kodlarından elde edilen modeller çoğunlukla birbirine benzer elde edilmiştir. Genel anlamda her iki kod ile yüzeyde yaklaşık 200 m kalınlığında öz direnci 10-15 ohm.m arasında iletken bir ortam ve bu iletken ortamın altında öz direnci 40-65 ohm.m arasında değişen dirençli bir ortam elde edilmiştir. Her iki kesit

karşılaştırıldığında 2DDC kodunda E4-E3 ve E1 noktalarının altında derinlere doğru iletken ortam söz konusu iken BERT koduna göre elde edilen modelde bu durum görülmemektedir.

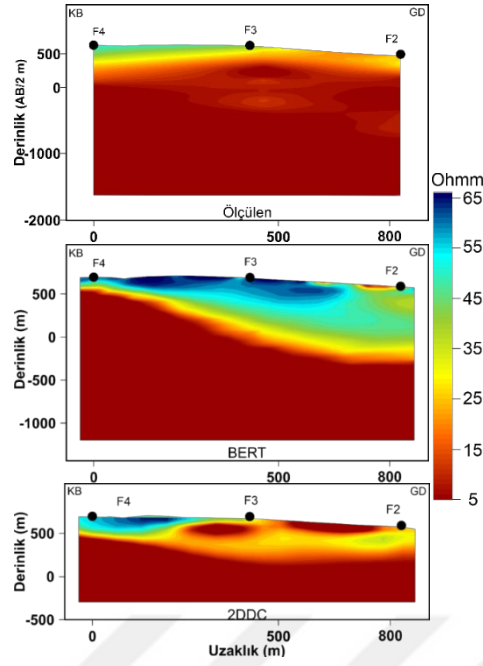
F Profili Öz direnç Modeli

Toplam 3 adet DES noktası içeren F ölçüm profili, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda B1 ve B8 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.27’de verilmiştir. F profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 3.7-14.6 ve 2.3-12.2 arasında elde edilmiştir.



Şekil 4.27. F Profili, F2 ve F4 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

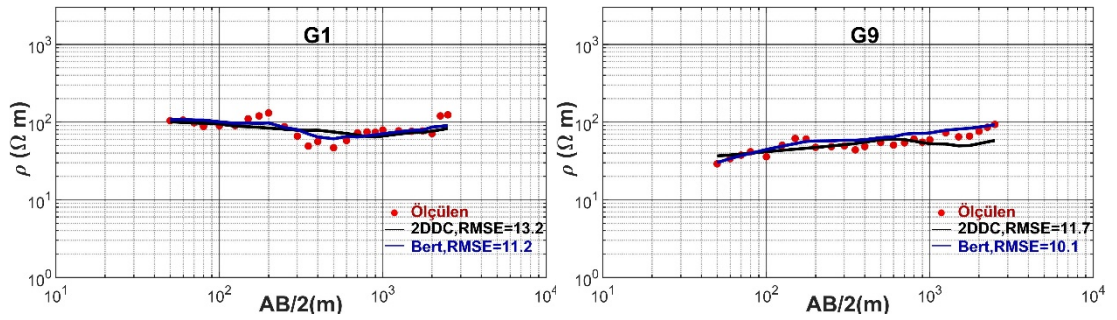
KB-GD uzanımlı profilin yaklaşık uzunluğu 750 m civarındır. F4 DES noktası profilin KB, F2 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.28). 2B ters çözümde elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde, BERT’e göre net olarak iki tabakalı bir ortam elde edilmiştir. Birinci tabakada F4 noktasında yaklaşık 100 m kalınlığında ve öz direnci 50-65 ohm.m arasında olan dirençli ortam F2 noktasına doğru kalınlığı 700 m civarında ve öz direnci 45 ohm.m civarında elde edilmiştir. İkinci tabaka olarak öz direnci 10 ohm.m’den küçük iletken bir ortam derinlere doğru devam etmektedir. Benzer şekilde 2DDC koduna göre dirençli ortam sadece F4-F3 noktası arasında ve kalınlığı 200 m civarında elde edilirken bu dirençli ortamın altında ve tüm kesitte derinlere doğru iletken ortam olduğu gözlenmektedir. Ayrıca BERT koduna göre 1700 m ve 2DDC koduna göre 1000 m civarında derinlik için çözüm elde edilebilmiştir.



Şekil 4.28. F Profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

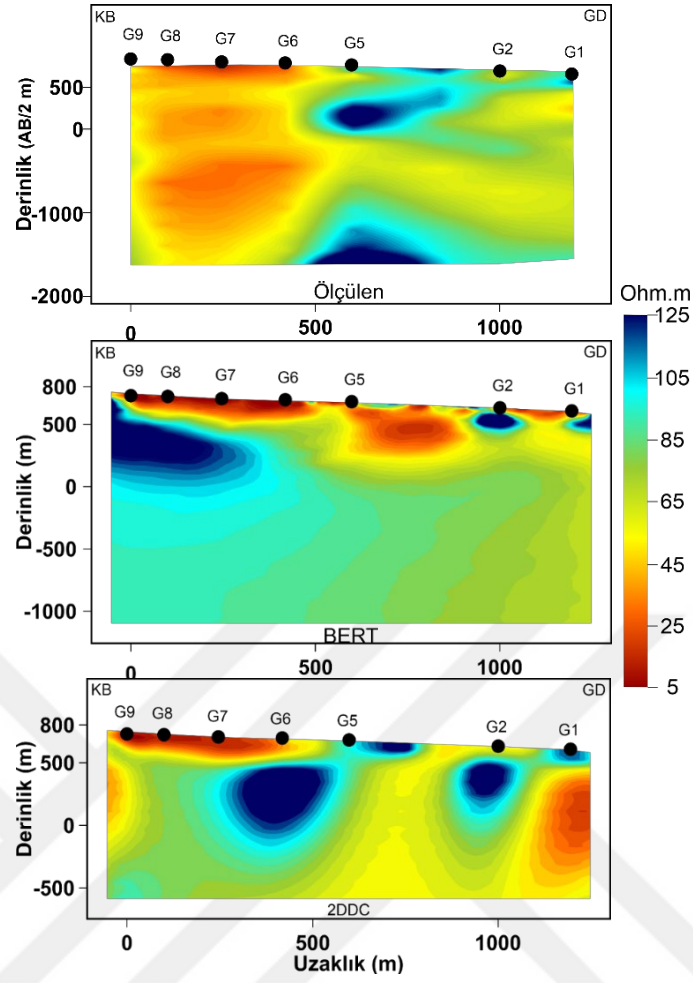
G Profili Öz direnç Modeli

Toplam 7 adet DES noktası içeren G ölçüm profili, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda G1 ve G9 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.29’da verilmiştir. G profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES eğrileri için hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 6.3-18.6 ve 4.4-11.2 arasındadır.



Şekil 4.29. G Profili, G1 ve G9 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

Yaklaşık K-G uzanımlı profilin uzunluğu 1200 m civarındır. G9 DES noktası profilin KB, G1 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.30).

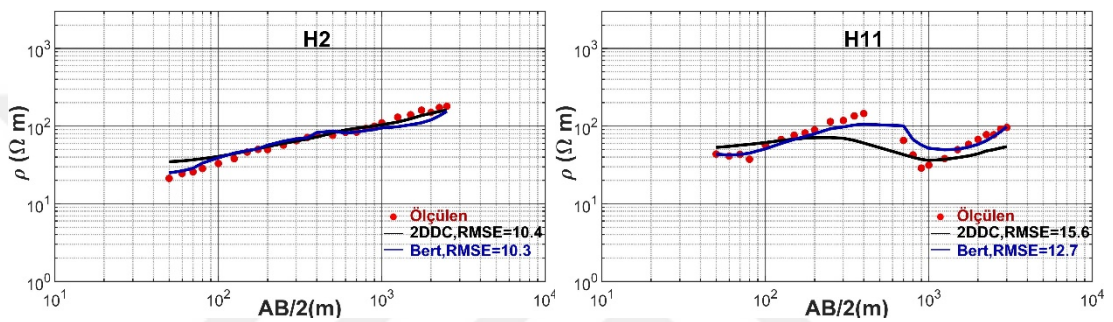


Şekil 4.30. G Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

BERT ve 2DDC kodlarından elde edilen 2B ters çözüm öz direnç modelleri incelendiğinde, BERT'e göre G9 – G6 noktaları arasında yüzeyden 100 m derinliğe kadar öz direnci 5-15 ohm.m arasında değişen iletken bir birim bulunmaktadır. Ayrıca G5 noktası ile G2 noktası arasında yanal yönde bir geçiş görülmektedir. G9 noktasından G5 noktaları altında öz direnç değeri 100 ohm.m ve üzeri iken G2 ve G1 noktaları altında öz direnç değeri 45- 50 ohm.m civarlarındadır. 2DDC kodundan elde edilen değerlere bakılırsa, yüzeyde görülen birimin öz direnci 20 ohm.m civarlarındadır. Yanal geçiş ise G6 ile G1 noktaları arasında görülmektedir. G9 – G1 noktaları altındaki öz direnç değerleri yanal geçişli olarak öz direnç değerleri 45'den 125 ohm.m arasında değişkenlik göstermektedir. G9 ve G1 noktaları altında düşük öz dirençli iletken bir ortam var iken G9-G1 noktaları arasında 50-125 ohm.m arasında değişen dirençli bir ortam elde edilmiştir.

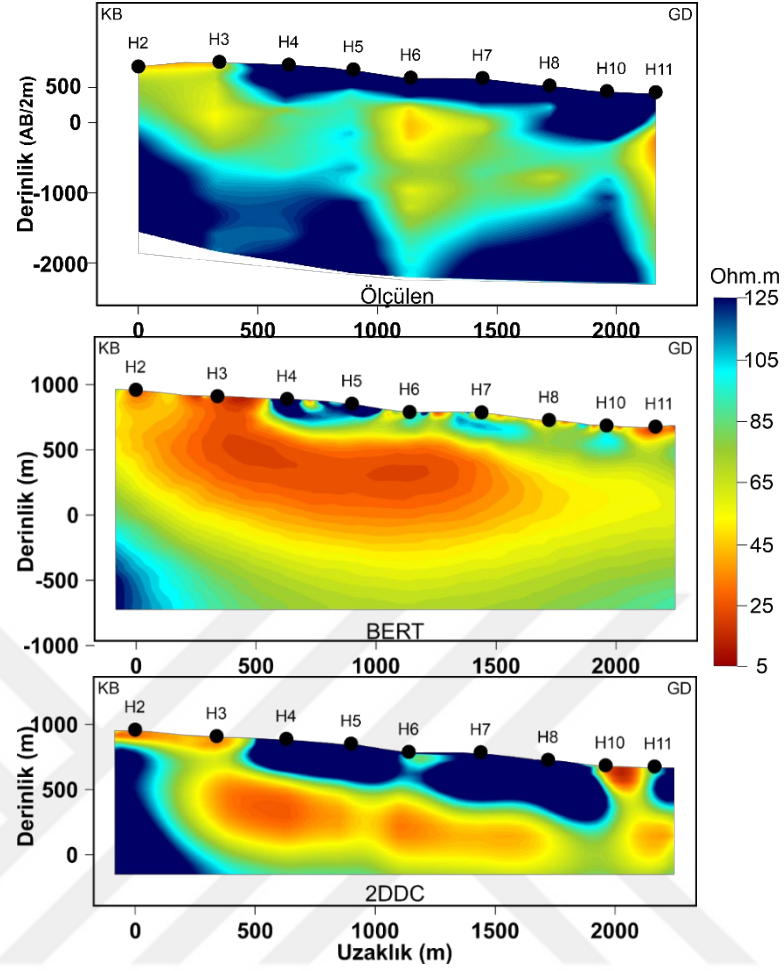
H Profili Öz direnç Modeli

Toplam 9 adet DES noktası içeren H ölçüm profili, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. KB-GD uzanımlı profilin uzunluğu 2200 m civarındır. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda H2 ve H11 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirlilerin bir karşılaştırması Şekil 4.31’de verilmiştir. H profilinde 2DDC ve BERT kodları ile elde edilen DES eğrilerindeki RMSE değerleri 7.4-18.9 ve 9.4-19.2 arasındadır.



Şekil 4.31. H Profili, H1 ve H11 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

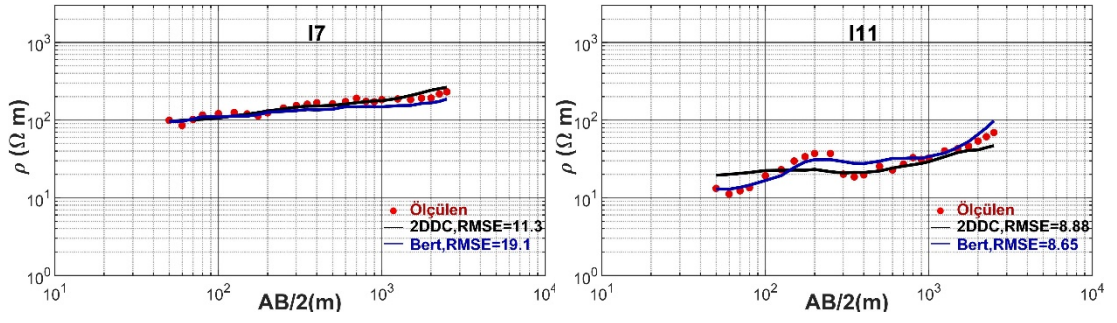
H2 DES noktası profilin KB, H11 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.32). Her iki kod kullanılarak 2B ters çözümde elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde 3 tabakalı ortam olarak değerlendirilebilir. Her iki kod ile elde edilen çözüm de H3 ve H4 noktaları arasında yüzeyde iletken ortama dirençli bir ortama geçiş olduğu ve benzer durum H10 ve H11 arasında da olduğu görülmektedir. BERT’e göre H4-H11 arasında yaklaşık kalınlığı 300 m olan dirençli ortam 2DDC kodunda kalınlık farklılığı ile benzerlik sergilemektedir. Her iki kodda da H2-H4 arasındaki iletken ortam H4-H11 arasındaki dirençli ortamın altında 750 m derinlere kadar devam ettiği ve bu tabakanın altında tekrar dirençli ortam elde edilmiştir. BERT koduna göre yaklaşık 1500 m derinlikte bir çözüm elde edilirken 2DDC kodunda 750-1000 m arasında elde edilmiştir.



Şekil 4.32. H Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

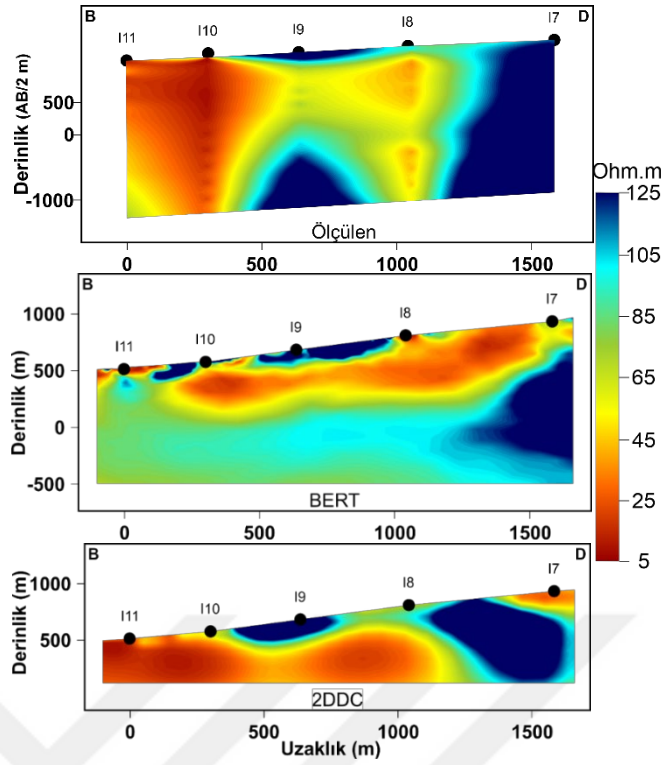
I-1 Profili Öz direnç Modeli

Toplam 5 adet DES noktası içeren I ölçüm profili, çalışma alanının kuzeyinde yer almaktadır. GB-KD uzanımlı profilin uzunluğu 1600 m civarındır. 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda I-11 ve I-7 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.33'de verilmiştir. I profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri 7.4-16.0 ve 2.4-19.1 arasındadır.



Şekil 4.33. I-1 Profili, I7 ve I11 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözünden elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

I-11 DES noktası profilin GB, I-7 noktası ise GD tarafındadır (Şekil 4.34). 2B ters çözünden elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde her iki koddan elde edilen sonuçlara göre yüzeyde iletken ve dirençli ortamların yanal geçişli olduğu görülmektedir. BERT kodundan elde edilen sonuçlara göre; I11 ile I9 noktası arasında yüzeyden 50 m derinliğe kadar görece ince, 100 ohm.m üzeri öz dirence sahip bir tabaka, bunun altında kalınlığı I10 dan I7 doğru artan yaklaşık 500 m ve öz direnci 25 ohm.m civarında olan ikinci bir tabaka elde edilmiştir. En altta ise öz direnci yavaşça artan ve 65-125 ohm.m arasında değişen bir tabaka bulunmaktadır. I8 ve I7 noktaları altında ise; yüzeyde 100 m kalınlığında, öz direnci 25 ohm.m olan bir tabaka ve bu tabakanın altında ise öz direnci hızla artan ve 100 ohm.m üzerinde olan dirençli bir ortam mevcuttur. 2DDC kodundan elde edilen sonuçlara göre; Tüm kesit iki tabakalı olarak değerlendirilebilir. Ancak I11 ve I10 noktaları altında yüzeyden derinlere doğru devam eden düşük öz dirençli bir ortam görülmektedir. Bu ortam ile yanal geçişli olan I10-I7 arasında yüzeyde öz direnci 120 ohm.m civarında olan dirençli bir ortam vardır. I11-I10 noktalarının altındaki iletken ortam I9-I8 noktaları arasında mevcut dirençli ortamın altında devam etmektedir. Yüzeyden derine doğru iletken ortam ile dirençli ortam I8 noktasının altında yanal geçişlidir.

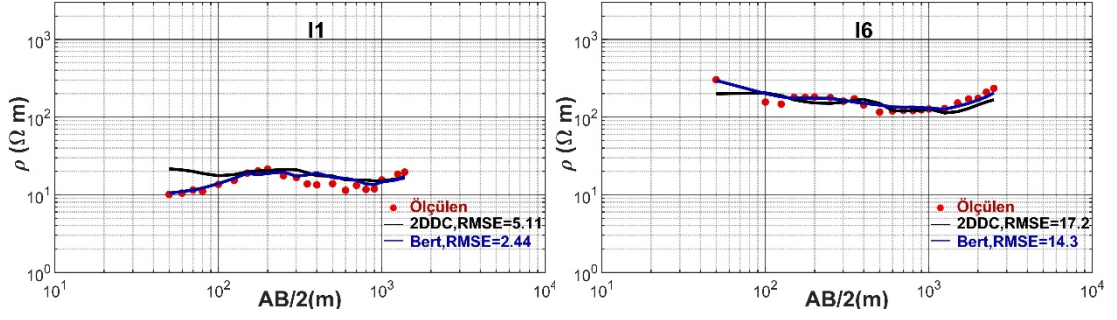


Şekil 4.34. I-1 Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

I-2 Profili Öz direnç Modeli

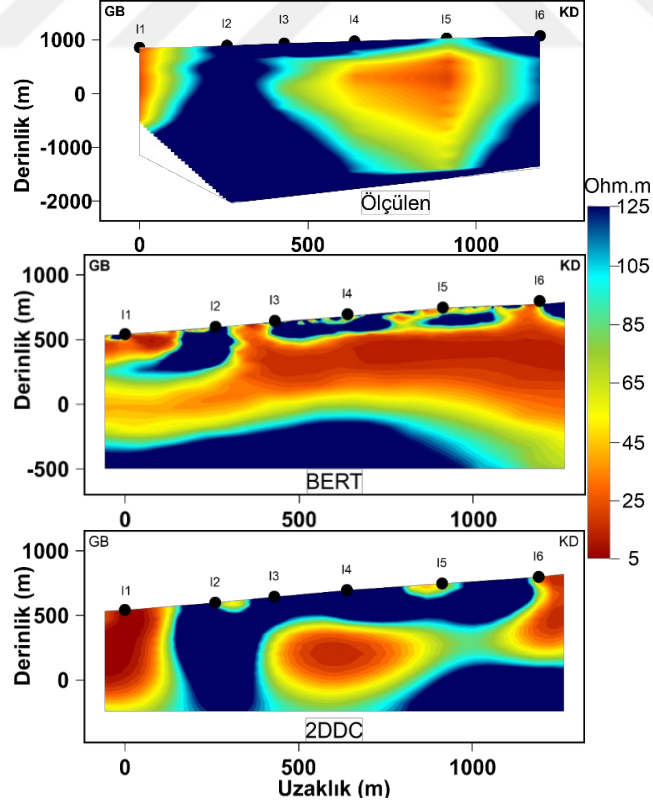
2B ters çözüm değerlendirme sonucunda I11 ve I7 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.35’de verilmiştir. I profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri 5.1-17.2 ve 2.4-14.3 arasındadır. Hata değerlerinin yüksek çıkan kesimlerde ölçülen öz direnç değerleri 100-300 ohm.m arasında değişkenlik göstermesinden kaynaklıdır.

2B ters çözümde elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde BERT kodundan elde edilen sonuçlara göre yüzeyde iletken ve dirençli ortamların birbirleri ile yanal geçişli olduğu görülmektedir (Şekil 4.36). Ortalama öz direnci 125 ohm.m civarında olan ve yaklaşık kalınlığı 100-200 m civarında olan dirençli bir ortamdır. Bu ortamın altında yaklaşık derinliği 750 m civarlarına kadar ulaşan ve öz direnci 10 ohm.m civarında olan iletken bir ortam vardır. Bu ortamın altında ise tekrar öz direnci 125 ohm.m civarında dirençli bir ortam olduğu görülmektedir.



Şekil 4.35. I2 Profili, I1 ve I6 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

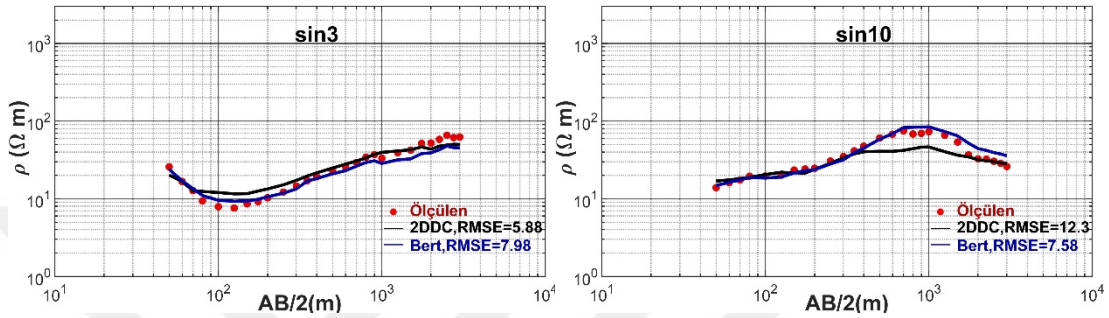
BERT kodu çözümü ile yaklaşık benzer çözüm üreten 2DDC kodunda da yüzeyde iletken ve dirençli ortamların yanal geçişli olduğu görülmektedir. I1 ve I6 noktaları altında yüzeyden derinlere doğru öz direnci 10 ohm.m civarında olan iletken bir ortam I1-I6 noktaları arasında öz direnci 125 ohm.m civarında olan dirençli bir ortam vardır. Bu dirençli ortamın altında düşük öz dirençli ve tekrar yüksek öz dirençli tabakalar mevcuttur.



Şekil 4.36. I2 Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

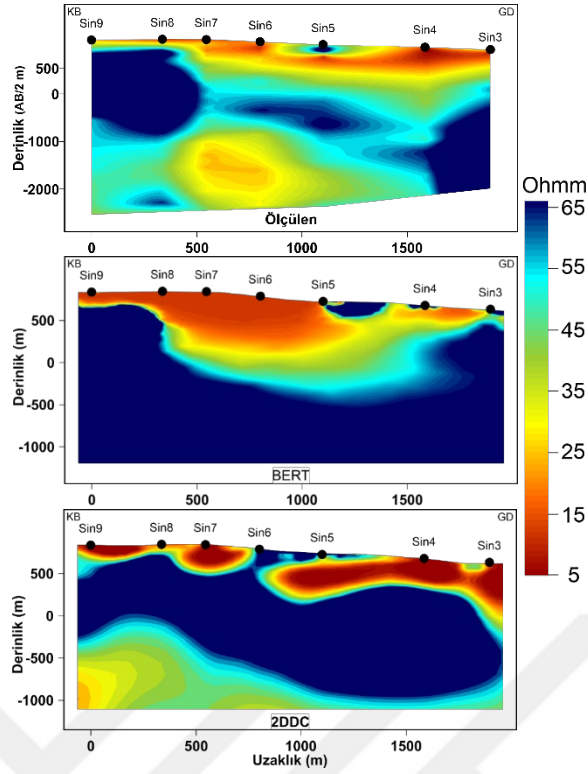
Sin Profili Özdirenç Modeli

BERT ve 2DDC kodlarına bağlı 2B ters çözüm değerlendirme sonucunda Sin9 ve Sin3 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.37’de verilmiştir. Sin profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri 5.8-14.7 ve 3.7-8.0 arasındadır.



Şekil 4.37. Sin profili, Sin3 ve Sin10 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

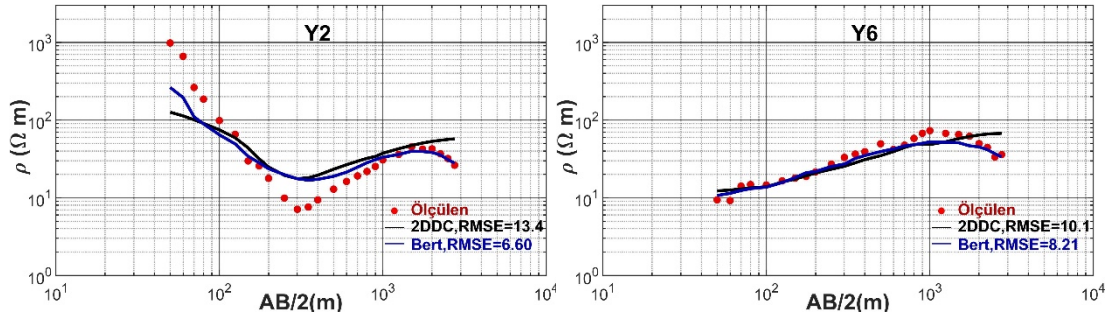
2B ters çözümde elde edilen özdirenç kesitleri (Şekil 4.38) incelendiğinde BERT kodundan elde edilen sonuçlara göre Sin 9 ile Sin3 arasında yüzeyden 100-500 m derinliğe kadar özdirenci 10 -15 ohm.m arasında olan iletken bir ortam bulunmaktadır. Bunun altında ise özdirenci 65 ohm.m civarında olan dirençli bir ortam bulunmaktadır. BERT koduna göre yaklaşık 1500-1750 m derinlere kadar çözüm üretilmiştir. 2DDC kodundan elde edilen sonuçlara bakıldığında, Sin9-Sin3 arasında özdirenç değeri 10 ohm.m civarında olan iletken ortamın kalınlığı 100-400 m arasında değişiklik göstermektedir. Hemen bu ortamın altında özdirenç değeri 65 ohm.m olan ve kalınlığı 700-1000 m arasında değişiklik gösteren dirençli bir ortam vardır. Sin9-Sin8 noktaları arasında yaklaşık 1000 m derinlerde dirençli ortamdan iletken ortama doğru bir geçişin olduğu da görülmektedir.



Şekil 4.38. Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

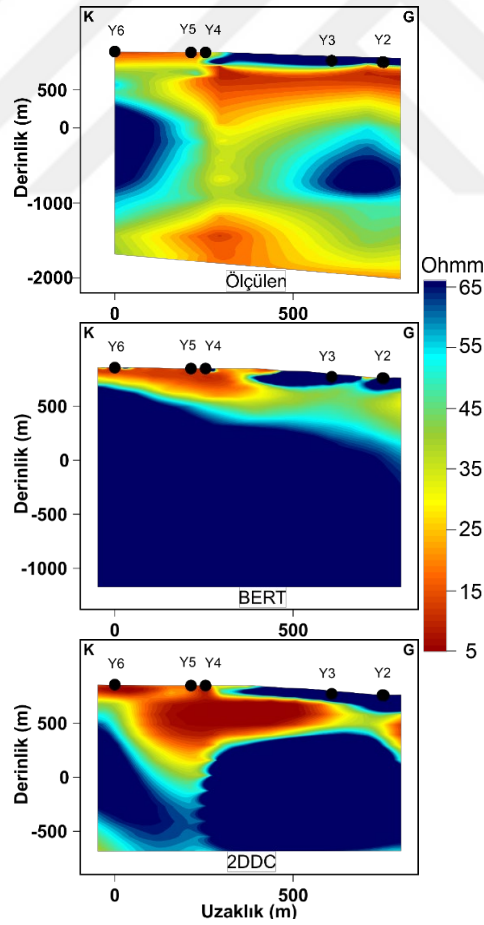
Y Profili Öz direnç Modeli

2B ters çözüm değerlendirme sonucunda Y2 ve Y6 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.39’da verilmiştir. Y profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 9.8-13.4 ve 5.9-10.0 arasındadır.



Şekil 4.39. Y Profili, I7 ve I11 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

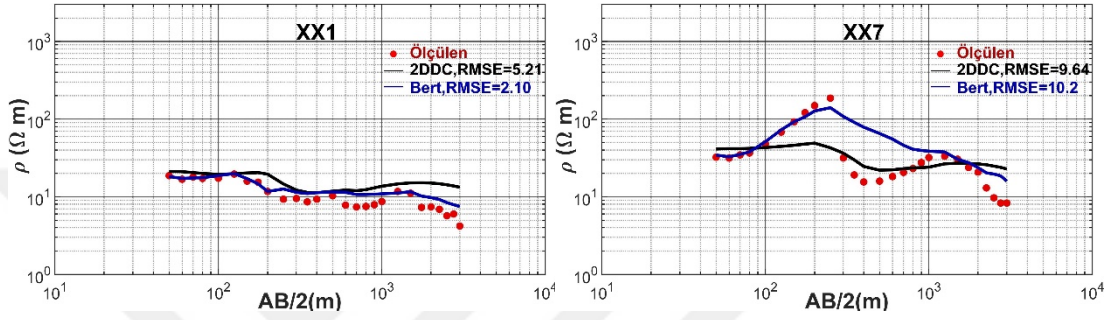
2B ters çözümünden elde edilen öz direnç kesitleri (Şekil 4.40) incelendiğinde BERT kodundan elde edilen değerlere göre; Y6 ile Y4 noktası altında 100-200 m kalınlığında öz direnci 10-15 ohm.m arasında bir tabaka görülmektedir. Y3 ve Y2 altında ise kalınlığı 150 m civarında olan ve öz direnci 60 ohm.m üzerinde olan dirençli bir ortam vardır. Bu iki tabakadan sonra öz direnç değerleri elde edilen modelin en derin yerine kadar 30-65 ohm.m seviyelerinde tek düze ortam özelliği gösteren ortam görülmektedir. 2DDC kodundan elde edilen sonuçlara göre ise; Y6-Y4 noktaları arasında yüzeyleyen kalınlığı 500 m civarında ve Y2 noktası altındaki dirençli ortamın altından incelerek devam eden öz direnci 15 ohm.m civarında olan iletken bir ortam vardır. Bu ortamın altında öz direnci 55-65 ohm.m arasında olan dirençli ortam 1300 m derinlere kadar devam etmektedir. BERT koduna göre 1500-2000 m ve 2DDC koduna göre 1500 m civarında çözüm üretilmiştir. Her iki koda göre öz direnç modellerinde yaklaşık benzerlik vardır.



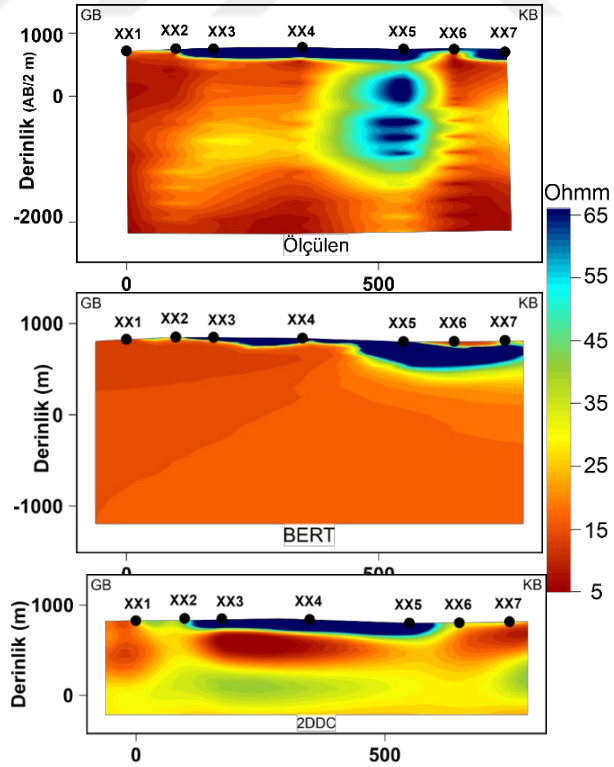
Şekil 4.40. Y Profiline ait yeraltının, ölçülen ve iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

XX Profili Özdirenç Modeli

2B ters çözüm değerlendirme sonucunda XX1 ve XX7 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.41’de verilmiştir. XX profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 5.2-15.4 ve 2.1-16.0 arasındadır. BERT ve 2DDC kodlarına göre üretilen özdirenç modelleri Şekil 4.42’de sunulmuştur.



Şekil 4.41. Y Profili, XX1 ve XX4 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

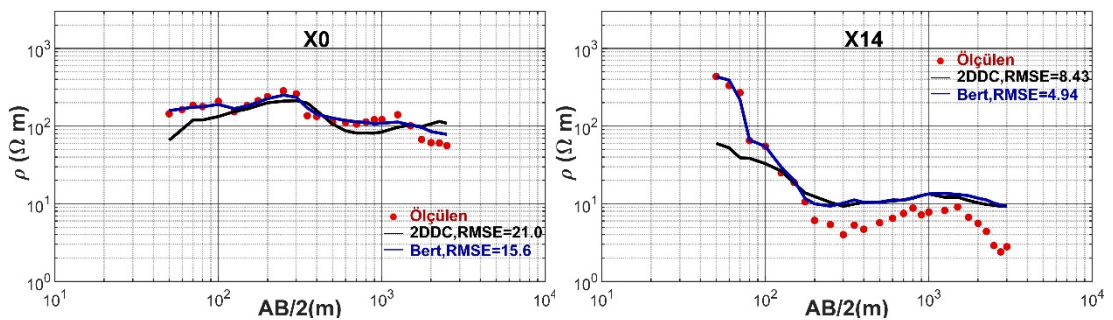


Şekil 4.42. XX profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm öz direnç modelleri

Her iki koddan 2B ters çözümde elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde birbirinden farklı sonuçlar elde edildiği gözlenmektedir. Bert kodundan elde edilen sonuçlara göre yüzeyden başlayarak derinliği 50 – 200 m arasında değişen öz direnci 60 ohm.m üzerinde olan görece ince bir dirençli ortam ve bunun altında derinlere doğru öz direnci 20 ohm.m civarında iletken bir ortam bulunmaktadır. 2DDC kodundan elde edilen sonuçlar incelendiğinde XX2-XX6 noktaları arasında yaklaşık 200 m kalınlığında öz direnci 65 ohm.m civarında dirençli bir ortam bulunmaktadır. Hemen bu ortamın altında ve XX1, XX6 ve XX7 noktalarında yüzeyleyen kalınlığı 500-700 m arasında değişen ve öz direnç değeri 20 ohm.m den daha düşük olan iletken bir ortam gözlenmektedir. Bu ortamın altında öz direnci 35 ohm.m civarında dirençli bir tabaka elde edilmiştir. BERT ve 2DDC kodlarına göre üretilen çözümlerin derinlikleri sırasıyla 2000 m ve 1000 m civarlarındadır.

X Profili Öz direnç Modeli

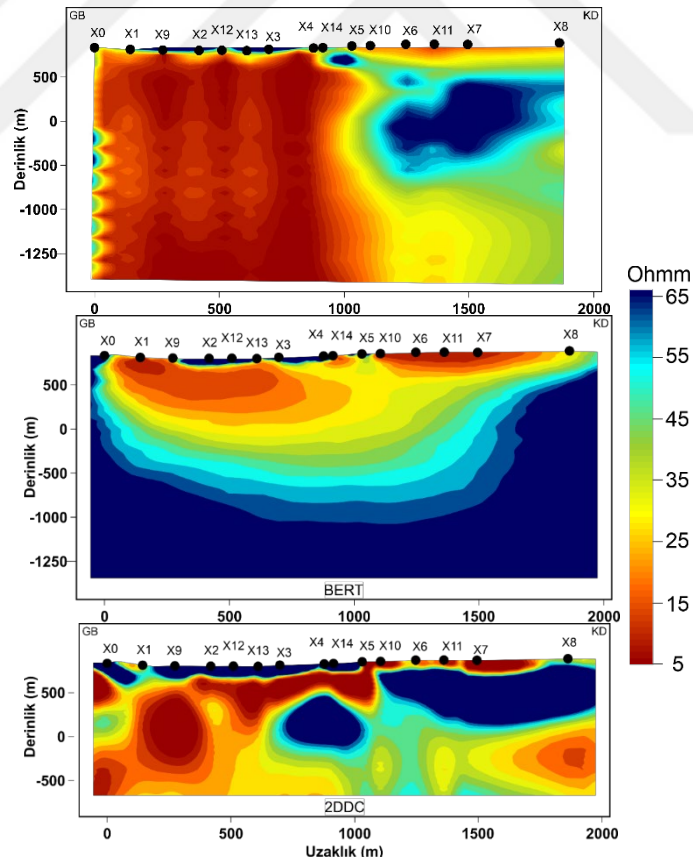
2B ters çözüm değerlendirme sonucunda X0 ve X14 DES noktalarında ölçülen ve hesaplanan belirtilerin bir karşılaştırması Şekil 4.43’de verilmiştir. H1 profilinde 2DDC ve BERT kodları ile DES noktalarında hesaplanan RMSE değerleri sırasıyla 3.7-10.8 ve 1.8-15.6 arasındadır.



Şekil 4.43. Y profili, X0 ve X14 DES noktalarında ölçülen ve iki farklı ters çözümde elde edilen eğrilerin karşılaştırılması.

BERT ve 2DDC kodları kullanılarak 2B ters çözümde elde edilen öz direnç kesitleri incelendiğinde BERT koduna göre X9-X14 arasında 50-100 m kalınlığında ve öz direnci 65 ohm.m civarında olan dirençli bir ortam vardır. Hem bu ortamın altında hem de

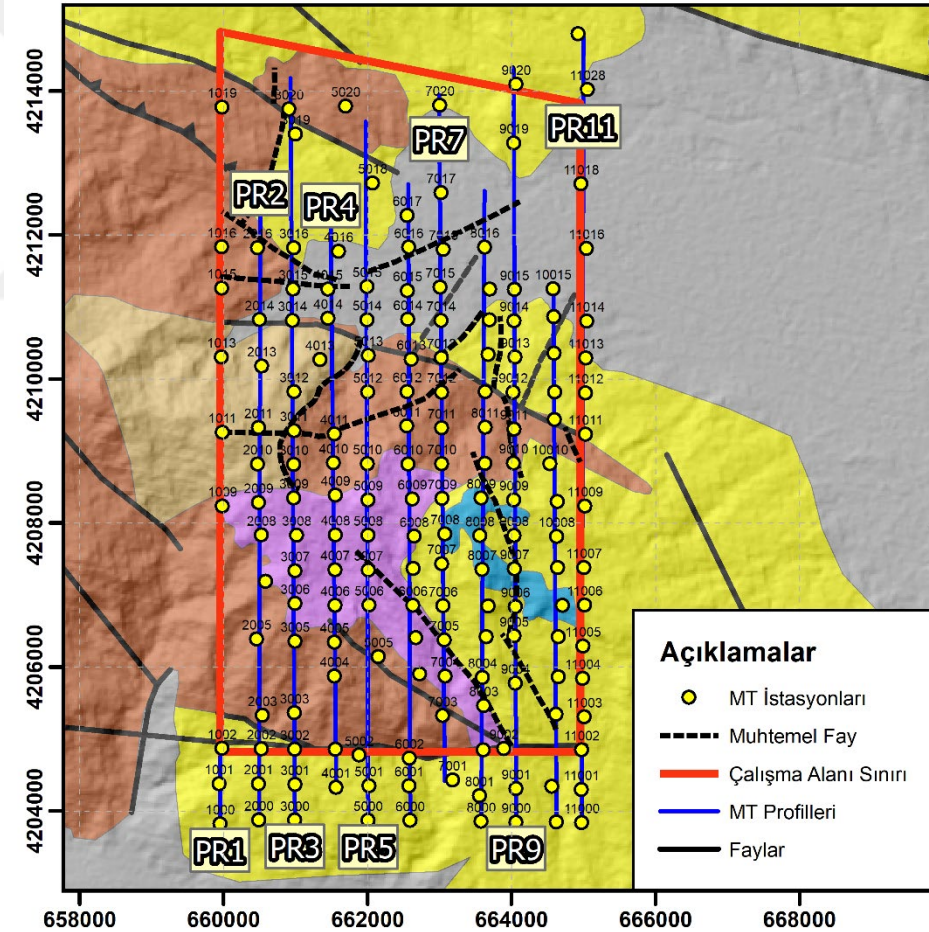
tüm kesitte kalınlığı 300-500 m arasında ve özdirenci 25 ohm.m'den daha düşük iletken bir ortam elde edilmiştir. Bu iletken ortamın altında özdirenç değeri 35'den 65 ohm.m doğru artan dirençli bir ortam bulunmaktadır. BERT koduna göre X profilinde derinlik olarak 1500 m civarında çözüm üretilebilmiştir. Benzer şekilde 2DDC koduna göre de yüzeyde X0-X5 noktaları arasında kalınlığı 200 m civarında özdirenci 65 ohm.m olan dirençli bir ortam ile X5-X8 noktaları arasında kalınlığı 200 m civarında fakat özdirenci 10 ohm.m civarında iletken ortam ile yanal geçişlidir. X0-X10 noktaları arasında dirençli ortamın altında özdirenci 15 ohm.m civarında iletken ortam vardır. Bu ortam X0-X13 noktaları arasında 1500 m derinlere kadar devam ederken X13-X10 arasında 500 m derinlere ulaşabilmekte ve bu noktalar arasında 1500 m derinlere kadar özdirenci 35-65 ohm.m arasında dirençli bir ortam elde edilmiştir. X10-X8 arasında iletken ortamın hemen altında özdirenci 65 ohm.m ve kalınlığı 500 m civarında olan dirençli bir ortam vardır. X8 noktası altındaki dirençli ortamın altında da tekrar özdirenci 20 ohm.m civarında olan iletken bir ortam söz konusudur.



Şekil 4.44. X profiline ait yeraltının iki farklı ters çözüm özdirenç modelleri

4.3. MT Çalışmaları

Bu çalışmada Güney Kuzey yönünde 500 m aralıklı 11 adet profil boyunca toplamda 174 istasyonda MT ölçüleri alınmıştır (Şekil 4.45). MT istasyonlarının uzamsal konumları Şekil 45’de görülmektedir. MT ölçüleri Metronix marka ADU07e model alıcı, MFS6e bobin ve kurşun-kurşun klorür potlar kullanılarak alınmıştır. Her bir istasyonda toplanan zaman serilerinin ölçü süresi yaklaşık 16 saattir. 2B ters çözüm öncesinde; her doğrultu için elde edilen tüm frekanslardaki empedans tensörü daha önce belirlenen açî yönünde döndürülmüştür. Ölçü alınırken manyetik kuzey yönü “x” olarak işaretlenmiştir. Buna göre döndürülen empedans tensörlerinden Zxy bileşeni TE modu ve Zyx bileşeni ise TM modu olarak belirlenmiştir.



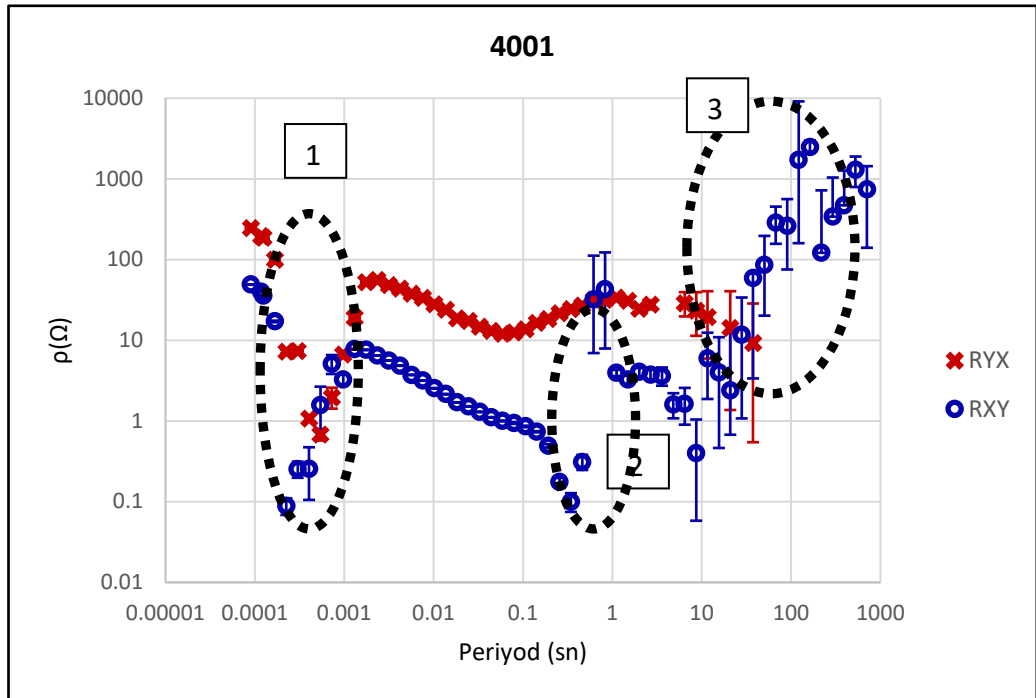
Şekil 4.45. Çalışma alanındaki MT istasyonlarının mekansal konumları.

Arazide toplanan MT verilerinin bazılarında gürültü bulunmaktadır. Bu gürültünün çeşitli kaynakları olabilir. Genel olarak MT verilerinde 10-15sn periyodlarına kadar aşırı sapma gösteren veri yoktur. Fakat 15sn den sonra bazı sapmalar görülmektedir. Herhangi bir ver işleme geçmeden önce verilerde aşırı sapma gösteren veriler görsel olarak incelenmiş ve maskelenmiştir. Burada tüm verilere uygulanan maskeleme işlemleri tek tek gösterilmeyecek ancak örnek olması için bir ölçü üzerinde yapılan maskeleme işlemi izlek olarak gösterilecektir. Aynı izlek geri kalan MT verilerinin tümünde aynı mantıkta uygulanmıştır. Şekil 4.46'da PR4 isimli profilin 1 numaralı (4001) ölçüsü maskeleme işleminden önceki durumu görülmektedir.

4.3.1. MT verilerine uygulanan düzeltme ve veri işlemler

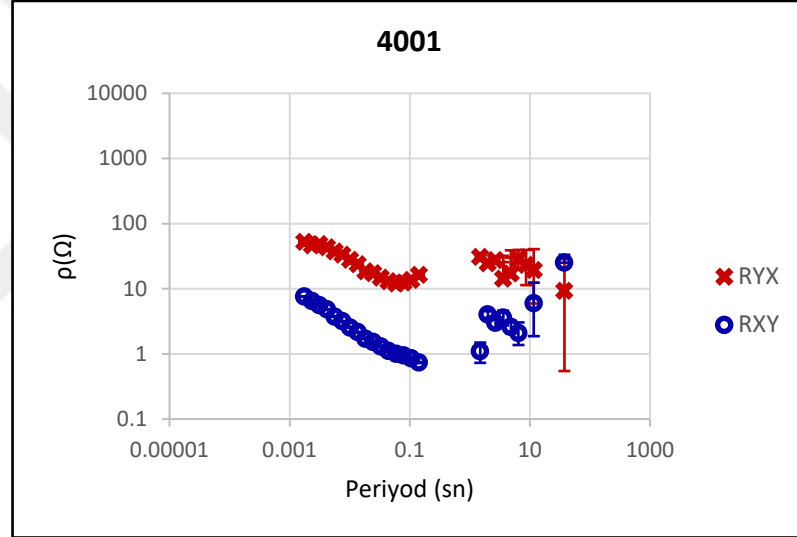
4.3.1.1 Gürültü giderme

Şekil 4.46'dan görüleceği üzere 6KHz ile yaklaşık 1KHz arasında görünür öz dirençlerde ani bir düşme görülmektedir (Şekil 4.46, siyah, kalın kesikli çizgi, 1).



Şekil 4.46. 4001 numaralı ölçünün ham hali.

Bu bant aralığında kalan ve bu tarz bir karaktere sahip veriler temizlenmiştir. Ayrıca 0.1 – 10 Hz. aralığına denk gelen bölge MT yöntemde ölü bölge (MT Dead-band) olarak isimlendirilir. Bu bant aralığında EM dalga enerjisi çok düşüktür ve bu aralıkta ölçülecek görünür öz direnç değerlerinde eğer ölçü süresi yeterince uzun değilse bu tarz sıkıntılar olabilmektedir. Bu aralığa denk gelen veriler ani sapmalar gösteriyorsa temizlenmiştir (Şekil 4.46, siyah, kalın kesikli çizgi, 2). Ayrıca bu aralıkta veriler düşük öz direnç gösterme eğilimindedirler. Düşen öz direnç eğrisi eğer 45 dereceyi geçtiği verilerde temizlenmiştir. 10 saniye periyodu üzerindeki verilerde öz direnç eğrisi 45 dereceyi geçtiği yerler de temizlenmiştir (Şekil 4.46, Siyah kalın kesikli çizgi 3). Bu mantıkla maskelenen 4001 ölçüsü Şekil 4.47. de görülmektedir.



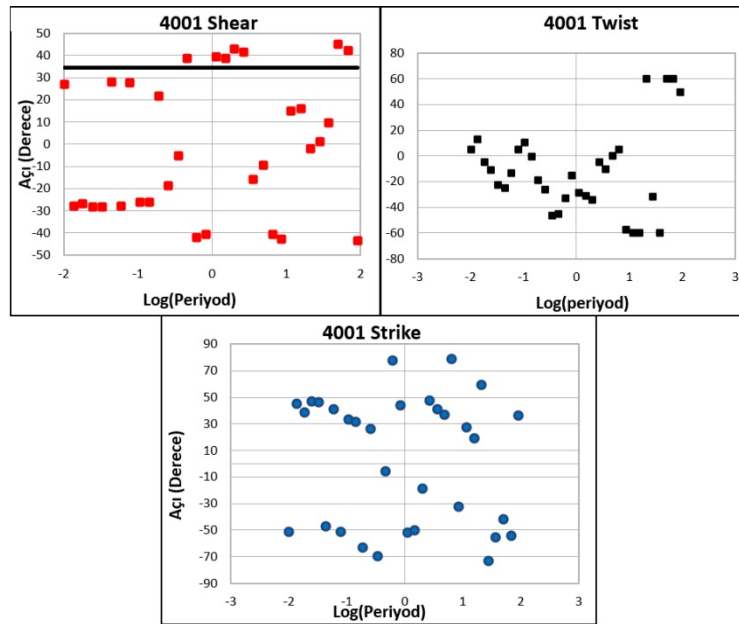
Şekil 4.47. 4001 numaralı ölçünün ham hali.

MT yöntemde ölçülen veride hata olmadığı takdirde sadece bir MT modeli ölçülen veriye uyar (Groom ve Bailey, 1989). Bu ise diğer potansiyel alan ölçümlerine dayanan jeofizik yöntemlere göre MT yöntemine üstünlük sağlar (Jones, 2013). Bu durumun mümkün olabilmesi ise MT ölçüleri alınırken yüksek kaliteli veri alınması ile mümkün olabilir. Görece yüzeye yakın bozucu etkiler, ölçü alımı esnasında yapılan hatalar, kullanılan uzak referans sistemindeki hatalar, ölçü süresinin yetersizliği, mevsimsel etkiler, zaman serilerini incelemedeki hatalar ve en önemlisi kullanıcı hataları vb., gibi sebeplerden dolayı ise bu neredeyse imkansızdır.

4.3.1.2 Baskın elektrik yönünün belirlenmesi

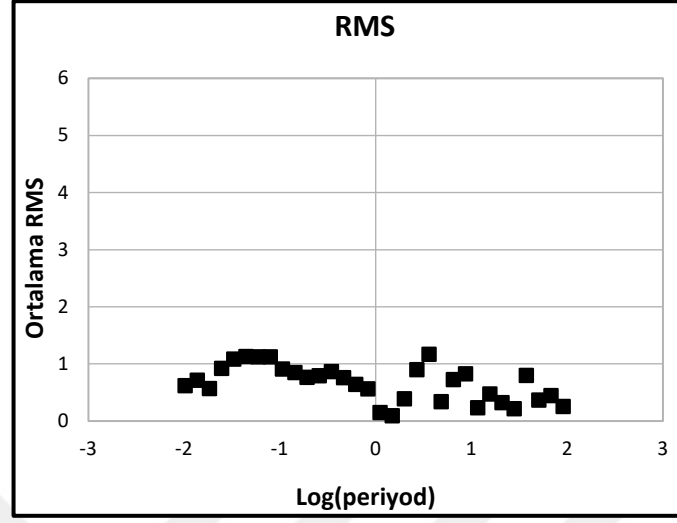
MT veri setinin boyutsallığını kontrol etmek için görece yüzeye yakın ve bozucu etkiye sebep olan olayların veriden çıkartılması gerekmektedir. Bunun için genelde iki yöntem kullanılmaktadır. Birincisi farklı frekanslardaki indüksiyon vektörlerini çizmek, diğer bir yol ise Groom-Bailey (GB) ayırıklaştırmasından elde edilen yönü (strike direction) çizmektir. Bu çalışmada ikinci yol tercih edilmiştir.

Temizlenen verinin baskın elektrik yapısı yönü (strike direction) tespit edilmesi ve bu yönde döndürülmesi gerekmektedir. Bunun için Jones (1993) e ait FORTRAN dilinde yazılmış “Strike” kodu kullanılmıştır. Strike kodu Groom-Bailey ayırıklaştırması yapar ve çıktı parametreleri olarak kullanılan her bir frekansa ait Shear, Twist ve Strike değerlerini verir. Baskın elektrik yapısı yönü tespit edilirken Groom vd., (1993) ve Jones vd., (1993) de anlatılan izlek kullanılmıştır. Burada kısaca açıklanacak olan bu izleğin ayrıntıları ilgili yayınlarda bulunmaktadır. Görsel olarak temizlenen MT verisi “strike” koduna herhangi bir işlem yapmadan 0.001 – 150sn aralığında incelenmiştir. 4001 ölçüsünün GB ayırıklaştırma sonucunda elde edilen Shear, Twist ve Strike açıları Şekil 4.48. de görülmektedir.



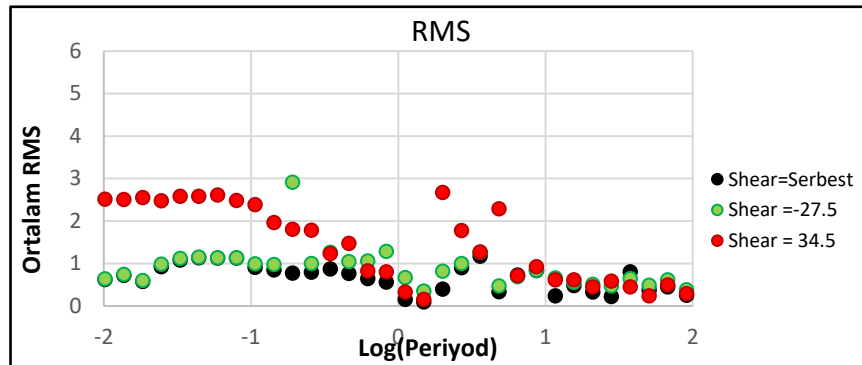
Şekil 4.48. 4001 ölçüsüne ait GB ayırıklaştırması sonucunda elde edilen Shear, Twist değerleri.

Elde edilen sonuçların gerçek veriye uyumunun bir göstergesi olan ortalama RMS değerleri ise Şekil 4.49. da görülmektedir.



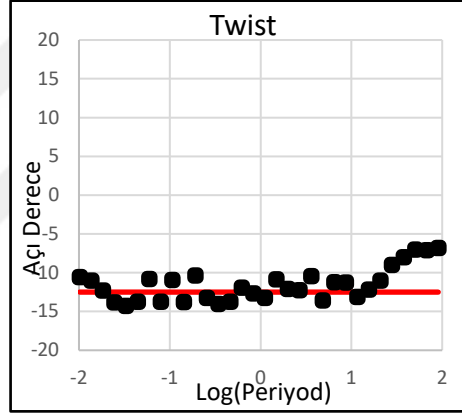
Şekil 4.49. Şekil 4.4. GB ayırıklaştırması sonucu ortalama RMS değerleri.

Bu aşamada tespit edilen açılara bir sınırlama getirilmemiştir. Burada görüleceği üzere (Şekil 4.48.) Shear açısında ortalama 34.5 derece civarında ve -27.5 civarında verilerde bir kümelenme görülmektedir. Bu değerler Shear açısının 34.5 veya -27.5 değerlerinden birisini alabileceğini göstermektedir. Hangisinin seçileceği ise deneme yanılma yoluyla tespit edilmiştir. Önce Shear açısı 34.5 derece olarak seçilmiş ve ortalama RMS değerlerine bakılmıştır. Sonra Shear açısı -27.5 derece ye sabitlenmiş ve ortalama RMS değerlerine bakılmıştır.



Şekil 4.50. Shear açısı seçmek için ortalama RMS karşılaştırmaları.

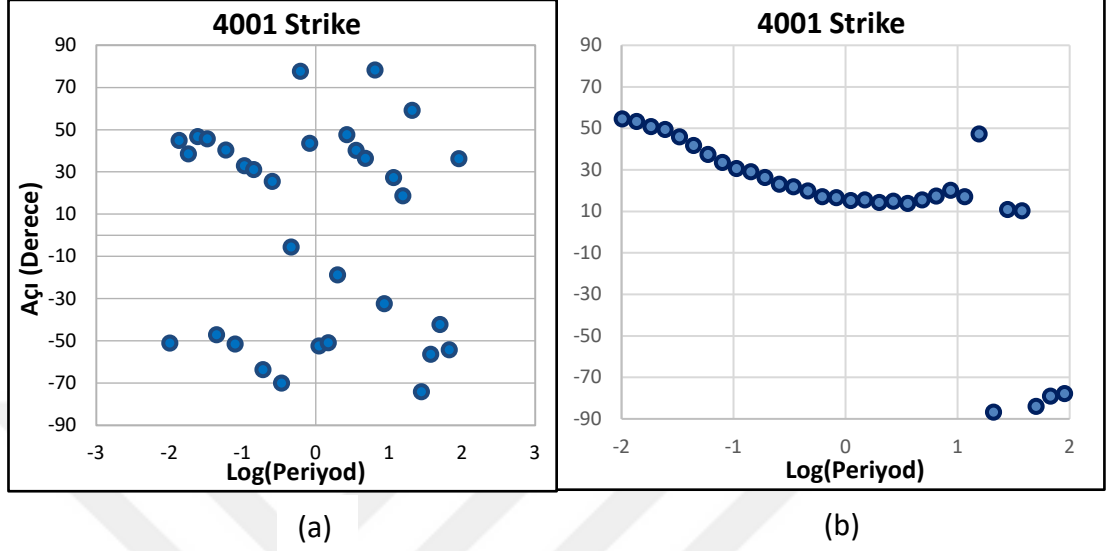
Şekil 4.50'den anlaşılacağı üzere Shear açısı 34.5 derece seçilirse ortalama RMS değerlerinde 0.01 - 0.25sn periyotları arasında ($\text{Log}(\text{periyod}) = -2, -0.5$) RMS değerleri serbest duruma göre artmıştır. Sonrasında ise 2-4 sn periyotları arasında ($\text{Log}(\text{periyod}) = 0.3, 0.7$) bir saçılma bulunmaktadır. Bu periyoddan 150 sn periyoduna kadar ise serbest durumdan çok yakındır. Shear açısı -27.5 seçildiği zamanda RMS değerlerinde bir artma vardır ancak bu artış 34.5 seçildiği duruma göre görece daha küçüktür. Sadece 0.2sn periyodunda ani bir pik vardır ancak bunun dışında neredeyse serbest duruma çok yakındır. Buradan hareketle bu ölçü için Shear değerinin -27.5 olduğunu söyleyebiliriz. Shear açısını tespit ettikten sonra diğer aşama Twist açısını belirlemektir. Shear açısı -27.5 de sabitlendikten sonra twist açısı yeniden hesaplanır ve çizdirilir.



Şekil 4.51. Shear açısı seçmek için ortalama RMS karşılaştırmaları.

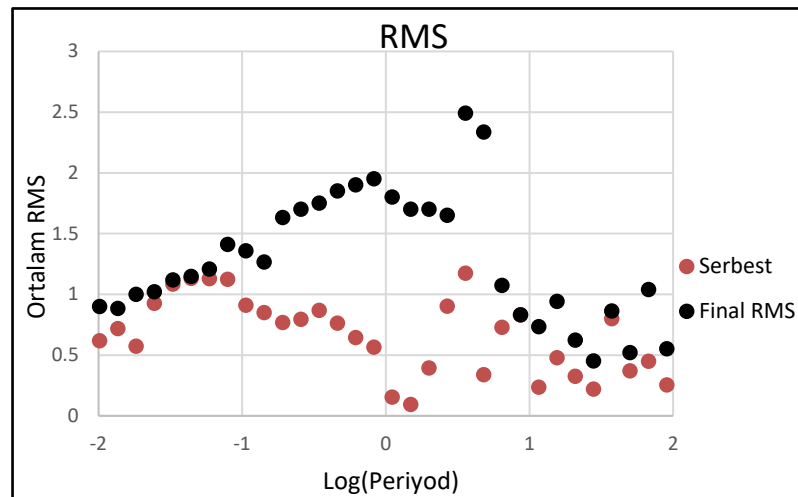
Şekil 4.51. Shear açısı -27.5 dereceye sabitlenip yeniden hesaplanan Twist açılarını göstermektedir. Çizdirilen Twist açıları incelendiğinde -12.5 derece civarında kümelenme görülmektedir. Buradan hareketle Shear açısı -27.5 ve Twist açısı -12.5 olarak kabul edilebilir. Bu iki açı değeri belirlendikten sonra strike yönü belirlenmelidir. Burada yapılan iş, Shear açısı -27.5, Twist açısı -12.5'e sabitlendikten sonra strike açısı yeniden hesaplanır ve çizdirilir. Şekil 4.52'de bu durum görülmektedir. Şekil 4.52(a) herhangi bir işlem yapmadan önceki strike açısını (b) ise Shear ve Twist açısı sabitlendikten sonra ki durumu göstermektedir. 4.52(a) şeklinde strike açıları düzensiz ve rastgele gibi görülmektedir. Şekil 4.52(b) de ise, Shear açısı -27.5 ve Twist açısı -12.5'e sabitlendikten sonra ise daha düzenli ve yumuşak bir eğri elde edilmiştir.

Buna göre Log(periyod) -2 ile -1.5 arasında strike açısı yaklaşık 50 derece olarak görülmektedir. Log(Periyod) değeri -1.5 ile 1.5 arasında strike değeri yaklaşık 10 derece civarındadır.



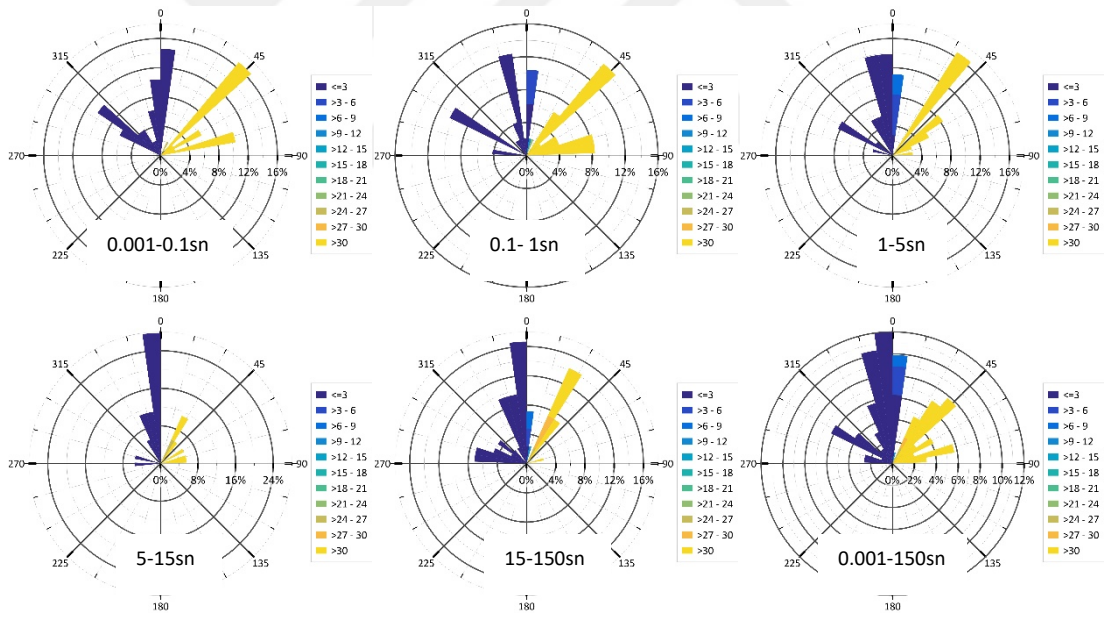
Şekil 4.52. Strike açısı karşılaştırması (a) Serbest (b) Shear açısı -27.5 , Twist Açısı -12.5 e sabitlendikten sonra

Strike açıları bu şekilde belirlendikten sonra tekrar RMS değeri kontrol edilir (Şekil 4.53) . Eğer ortalama RMS değerleri 2'nin çok üzerindeyse deneme yanılma yoluyla yeni değerler aranmalıdır.

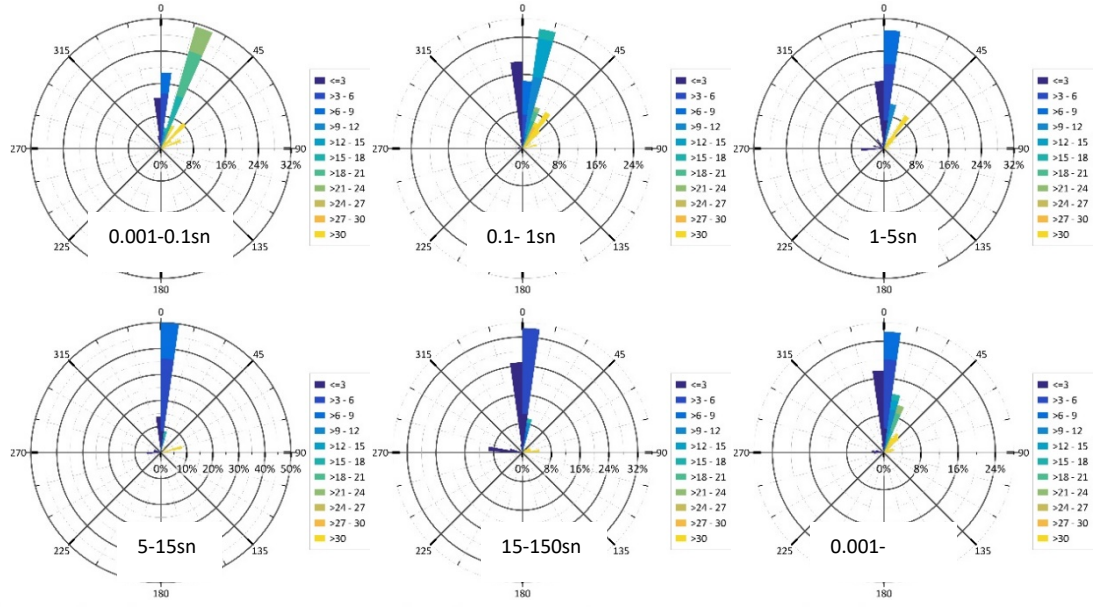


Şekil 4.53. Strike açısı için son RMS karşılaştırması.

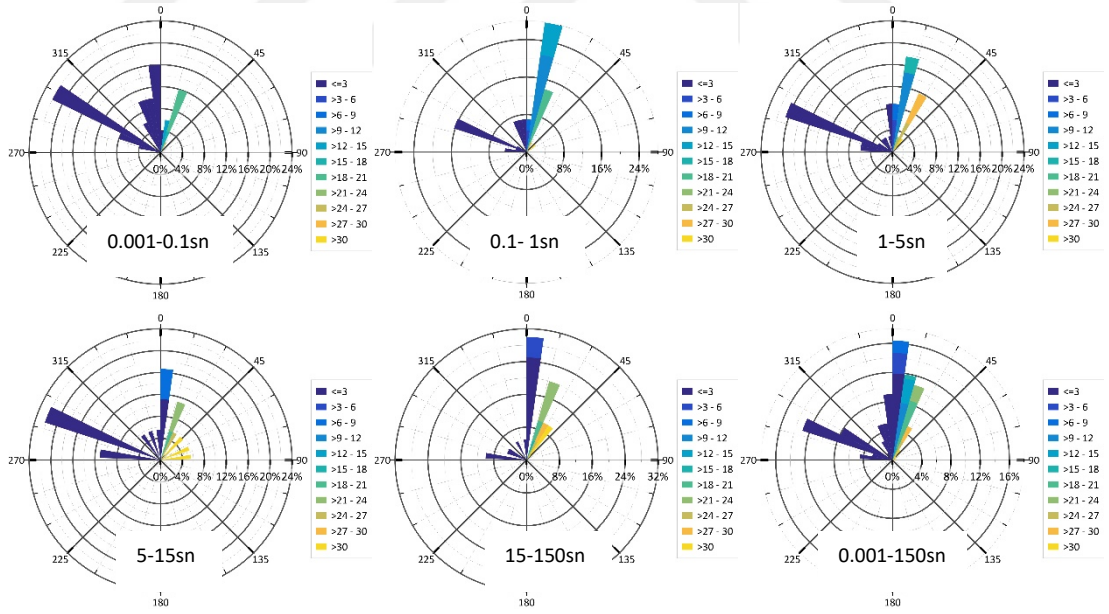
Eğer “Strike” kodunda Strike açısı da bir değere sabitlenebilir. Ancak bu aşamada bu yapılmamıştır. Tüm ölçüler için yukarıda anlatılan izlek takip edilmiş ve her ölçü için Periyoda bağlı Strike açıları elde edilmiştir. GB ayrıklaştırmasından elde edilen bu açılar genelde gül diyagramı (Rose Diagram) şeklinde sunulmaktadır. Gül diyagramı ile istenilen bir periyottaki değer çizilebileceği gibi belirli bir periyot arasında kalan değerler de çizdirilebilir. Strike kodu ile GB ayrıklaştırmasından elde edilen açılar 90 derece belirsizliğinde elde edilmektedir. Bunun anlamı eğer elde edilen açı -2.5 derece ise bu aynı zamanda 87.5 derece de olabileceği anlamına gelmektedir. İzleyen şekillerde her profil için hesaplanan strike açıları sunulacaktır. Her şekilde 6 alt şekil bulunmaktadır. Bunlar sırasıyla 0.001-0.01, 0.1-1, 1-5, 5-15, 15-150 sn periyotları arasına düşen Strike açılarının dağılımlarını göstermektedir. Her şeklin sağ alt tarafında kalan 6. Şekil ise profildeki tüm istasyonların, tüm frekanslardaki, hesaplanan tüm Strike açı değerlerinin dağılımlarını içerir.



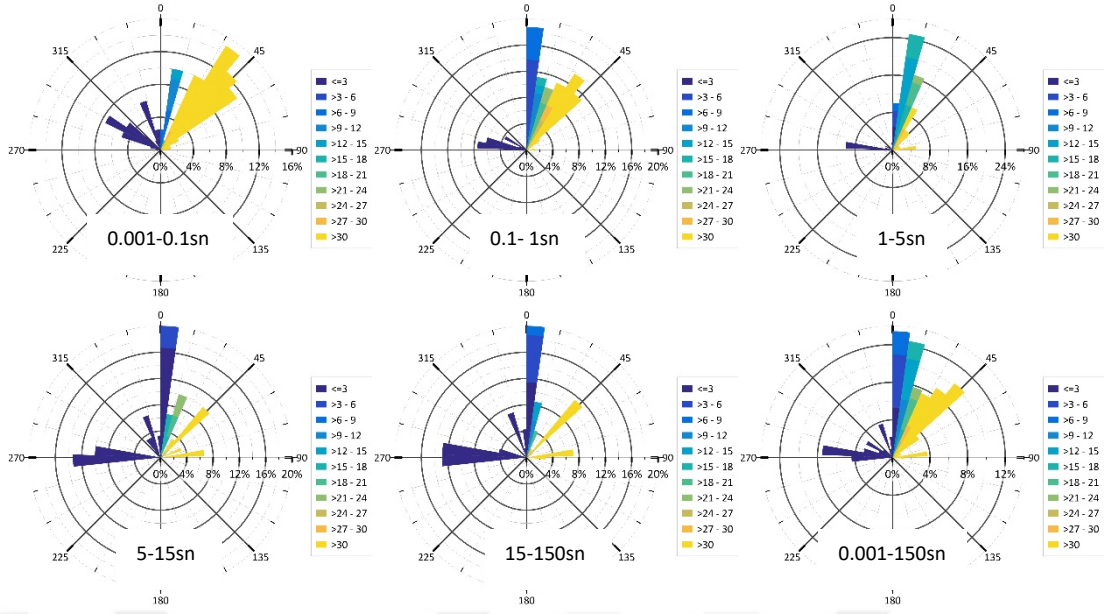
Şekil 4.54. Profil 1, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



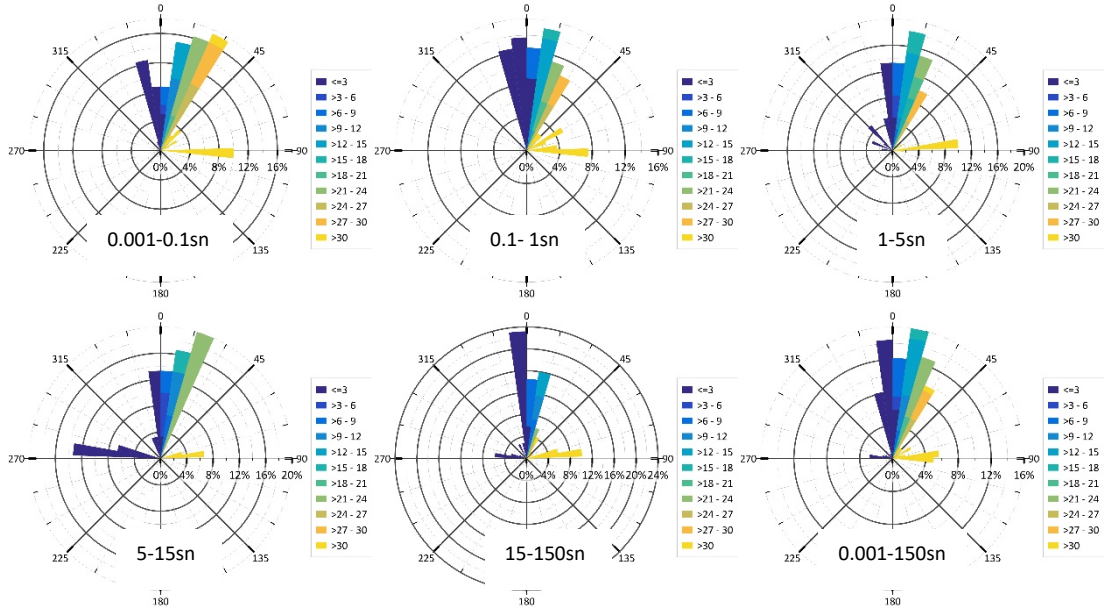
Şekil 4.55. Profil 2, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



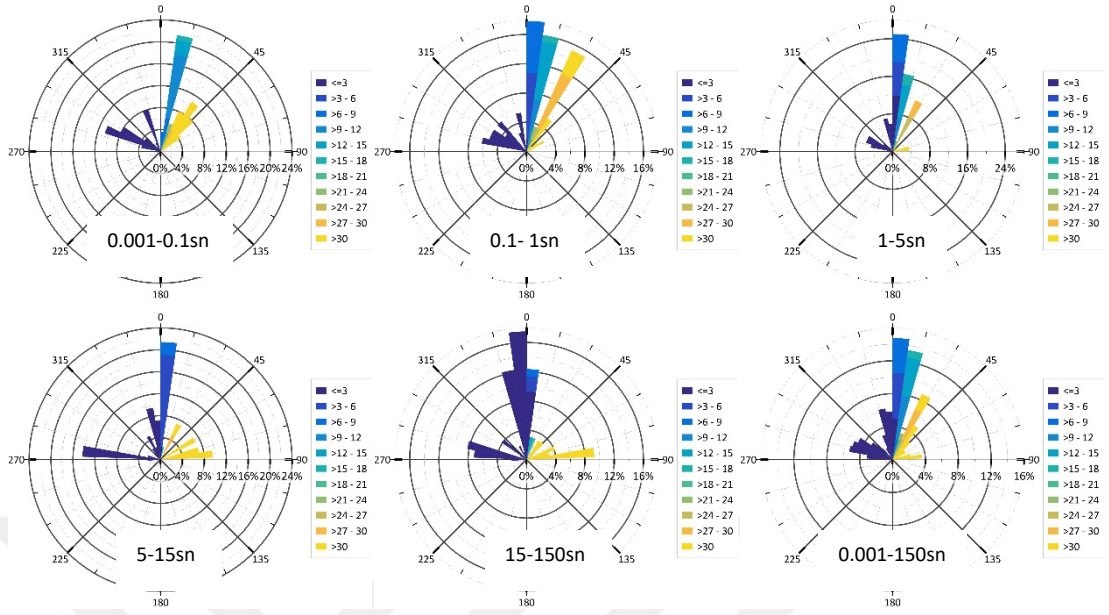
Şekil 4.56. Profil 3, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



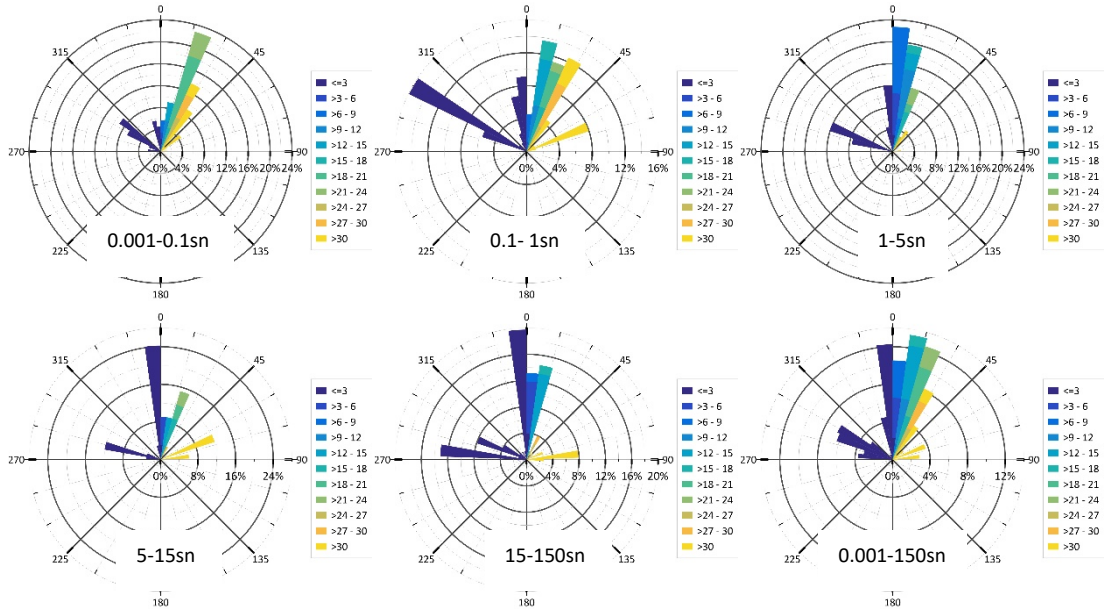
Şekil 4.57. Profil 4, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



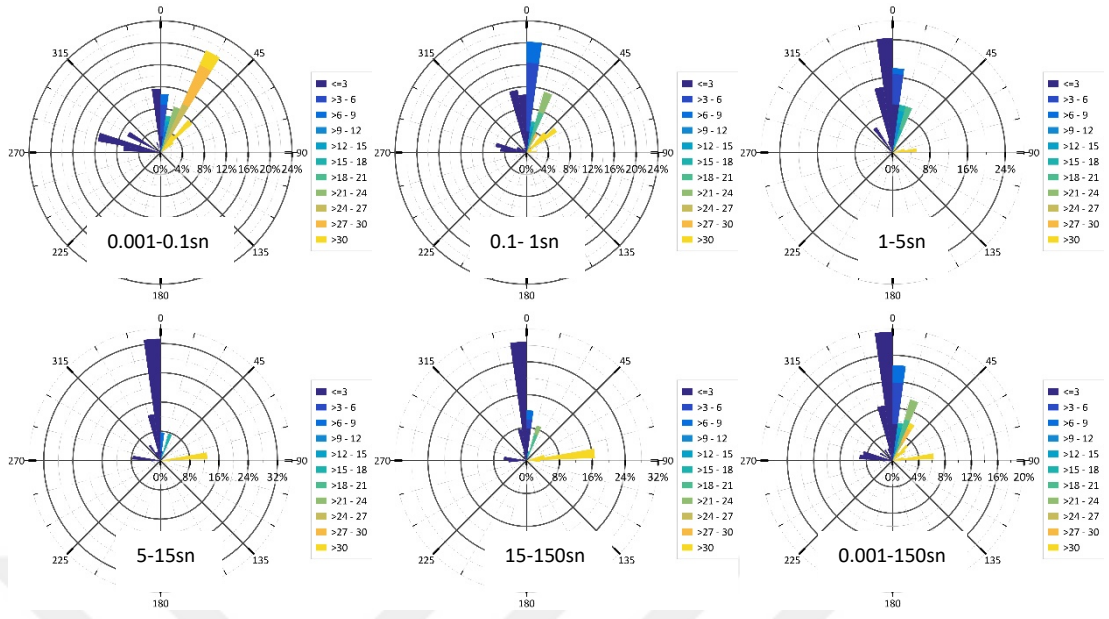
Şekil 4.58. Profil 5, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



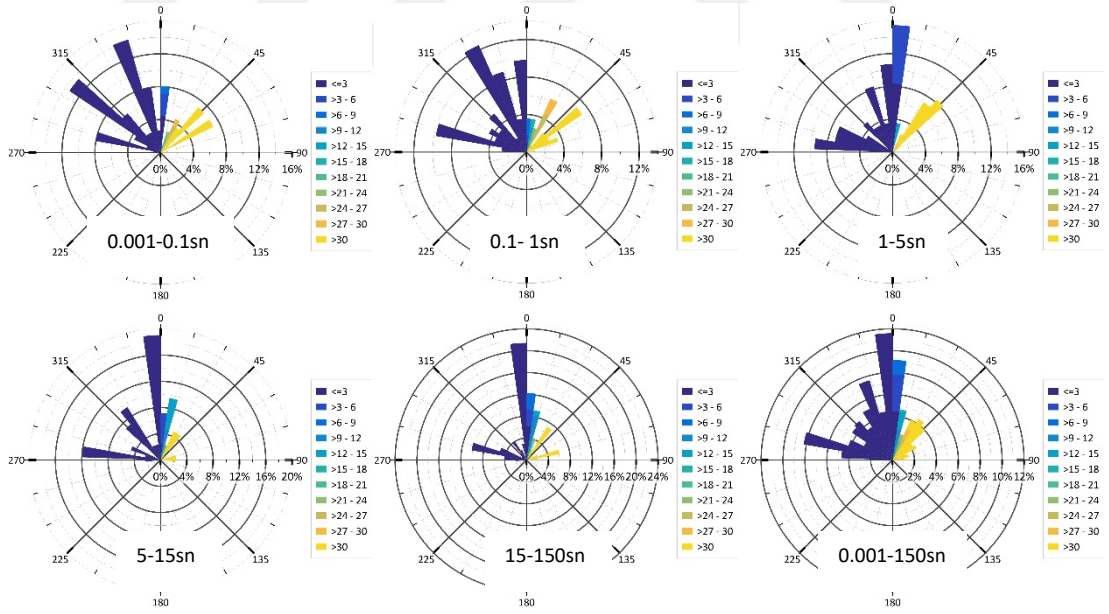
Şekil 4.59. Profil 6, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



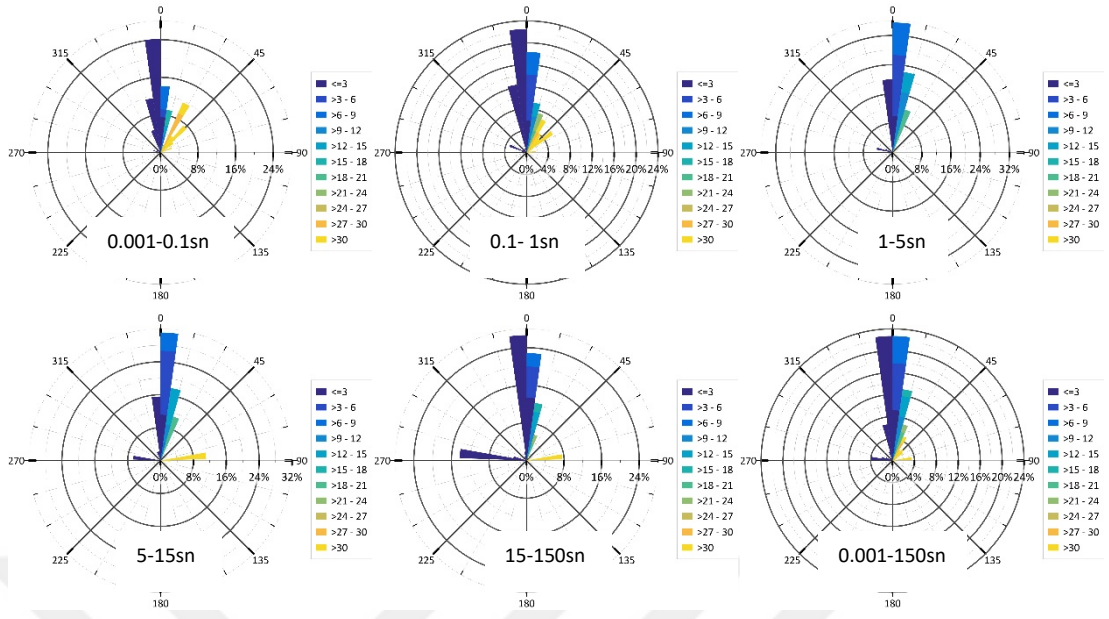
Şekil 4.60. Profil 7 için tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



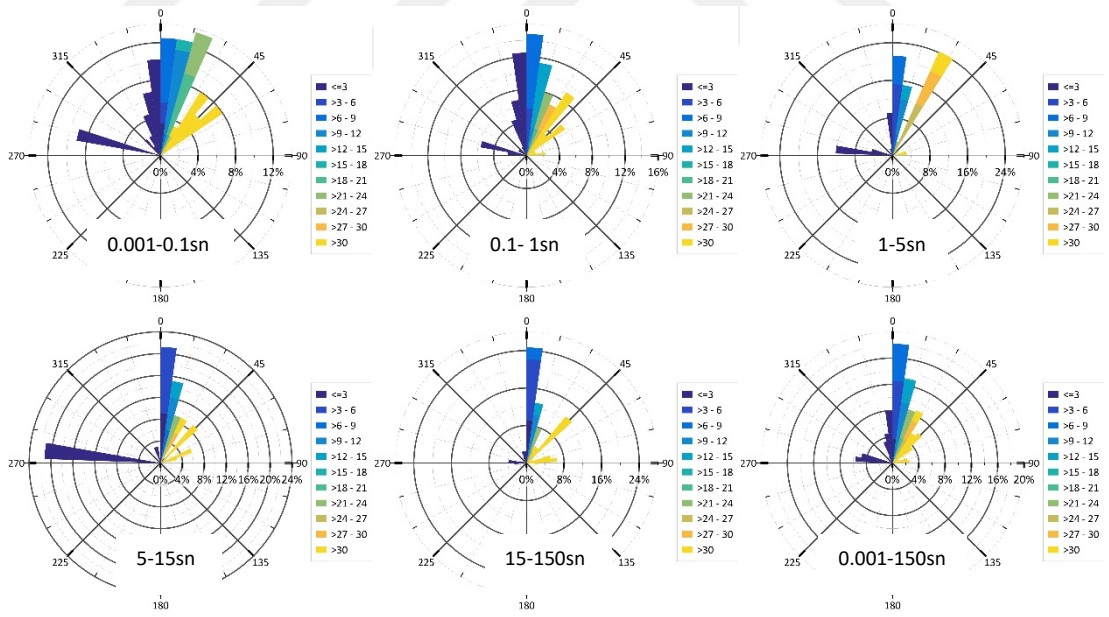
Şekil 4.61. Profil 8, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



Şekil 4.62. Profil 9, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.

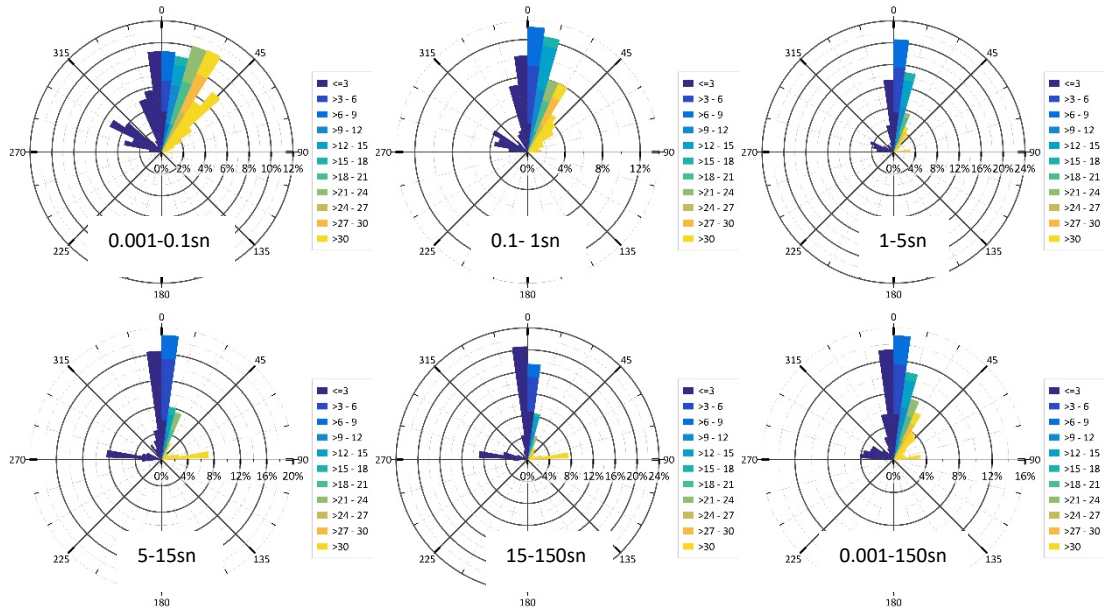


Şekil 4.63. Profil 10, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.



Şekil 4.64. Profil 11, tüm istasyonlardaki tüm frekans değerleri için Strike açıları.

Şekil 4.54'den Şekil 4.64'a kadar 11 profile ait Strike açıları gül diyagramı şeklinde sunulmuştur. Profil 1'e ait (Şekil 4.54.) iki adet baskın açı görülmektedir. İlk açı yaklaşık -5 derece civarı diğeri ise 45 derece dir. Profil 2 (Şekil 4.55) de ise 0.001 – 1 sn periyoduna kadar yaklaşık 10 derece olan açı 1 sn periyodundan sonra 5 derece civarına inmiştir. Bu profilde baskın olan açı 5 derecedir. Profil 3 (Şekil 4.56) de tüm frekanslarda 5 derece civarı bir açı baskındır. Profil 4 (Şekil 4.57) düşük ve yüksek periyotlarda 45 derece lik açı baskınken, arada kalan periyotlarda 5-10 derecelik bir açı baskındır. Profil 5 (Şekil 4.58) de tüm periyotlarda -15 ile 30 derece arasında değişen açılar bulunmaktadır. Profil 6 (Şekil 4.59) tüm periyotlarda -5 ile 5 derece arasında açılar bulunmaktadır. Profil 7 (Şekil 4.60) alçak periyotlarda 20 derece civarı baskın açı varken yüksek periyotlarda ortalama 5 derece açı bulunmaktadır. Profil 8 (Şekil 4.61) alçak periyotlarda 30 derece civarı baskın açı varken yüksek periyotlarda ortalama 5 derece açı bulunmaktadır. Profil 9 (Şekil 4.62) alçak periyotlarda -5'den -30 dereceye kadar açılar varken yüksek periyotlarda ortalama 5 derece açı bulunmaktadır. Profil 10 (Şekil 4.63) tüm periyotlarda ortalama 5 derece açı bulunmaktadır. Profil 11 (Şekil 4.64) tüm periyotlarda ortalama 5 derece açı bulunmaktadır.



Şekil 4.65. Tüm istasyonlarda frekans değerleri için Strike açıları.

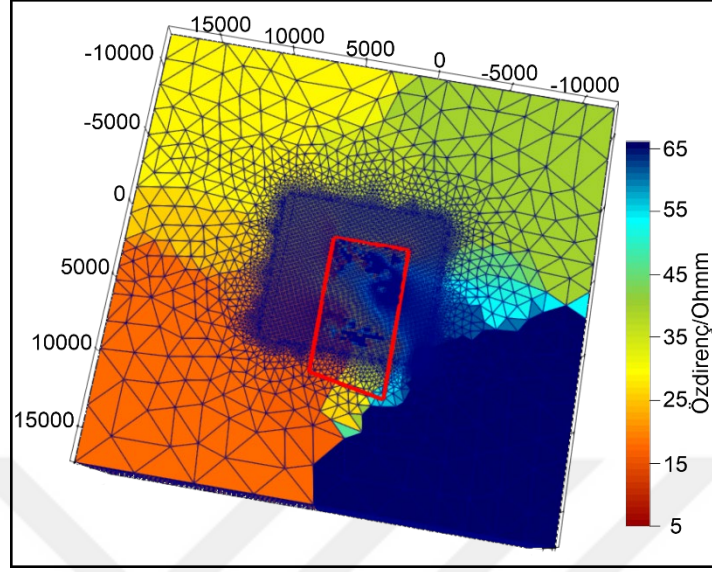
Şekil 4.65 de tüm profillerdeki tüm istasyonlara ait gül diyagramları çizdirilmiştir. Daha önceki şekillerden ve Şekil 4.65’den görüleceği üzere bu sahaya ait matematiksel yollarla elde edilen strike açısı değeri 5 derece civarındır.4 Burada, empedansları baskın elektrik yönüne döndürmek için iki farklı yol tercih edilebilir. Bunlardan birincisi, jeolojik olarak var olan fayların konumlarını ve uzanımlarını tespit edip bu uzanımlara dik veya paralel olacak şekilde döndürmek. Diğeri ise bu bölümde anlatıldığı gibi baskın elektrik yönünü matematiksel olarak tespit edip empedansları o yönde döndürmektir. Bu çalışmada ikinci yol tercih edilmiştir. Bu aşamadan sonra tüm istasyonlar için daha önceden tespit edilen ve her bir istasyon için özel olan Shear ve Twist açıları aynı kalmak 1B ters çözüm öncesinde tüm istasyon baskın elektrik alan yönünde döndürülmüştür.

4.3.1.3 Statik kayma düzetmesi

Gürültülü giderme işlemleri uygulanan daha sonra Strike açısı tespit edilen ve bu yönde döndürülen MT verileri için 1B veya 2B değerlendirmeye geçmeden önce son işlem olarak Statik kayma etkisi giderilmelidir. Sığ derinliklerdeki homojen olmayan etkiler nedeniyle MT verisi frekanstan bağımsız olarak görünür özdirenç ekseninde kayabilmektedir. Bu etki, bölgesel elektrik alanının yerel olarak bozan sığ iletken heterojenliklerin sınırlarındaki yük birikiminden kaynaklanır (Jones, 1998). Görünür özdirenç eğrilerinin bu dikey kaymasının, ters çözüm sonuçlarında modelde hatalara yol açabileceği açıktır, çünkü nihai modelin özdirençleri ve derinlikleri, 1B katmanlı bir model için ölçeklenecektir. Bu etkinin düzeltilmesi, MT verilerinin herhangi bir şekilde yorumlanmasından önce birinci derecede önemlidir. Bunun için çeşitli yöntemler bulunmaktadır (Jones, 1988; Pellerin ve Hohmann, 1990; Singer, 1992; Torres-Verdín ve Bostick, 1992; Zhang vd., 1995; Langlois vd., 1996; Meju, 1996; Ogawa, 2002;).

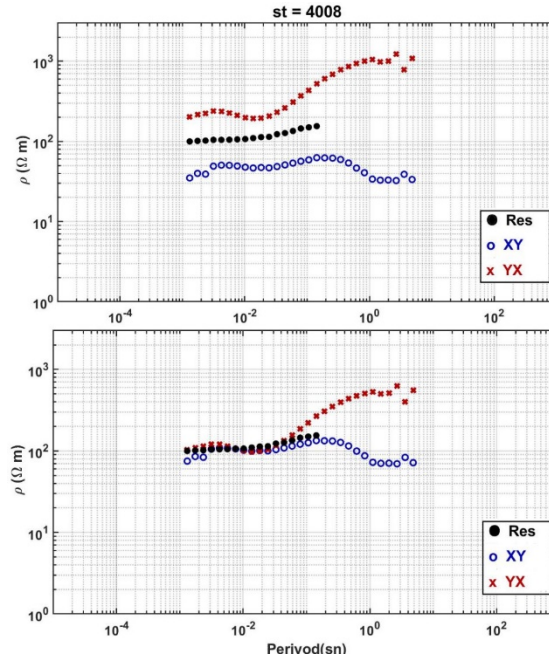
Bu çalışmada statik kayma etkisini gidermek için DA özdirenç yönteminden yararlanılmıştır (Ulugergerli 2021, sözel görüşme). Buna göre DA özdirenç çalışmasından elde edilen veriler 3B ters çözüm işlemine sokulmuş ve sonuçları kullanılmıştır (Şekil 4.66). DA özdirenç 3B ters çözümü, MT ölçü noktalarının her birini kapsayacak şekilde genişletilmiş ve 3B ters çözüm yapılmıştır. Elde edilen özdirenç

özüm dizeyleri BERT kodunda düz çözüm olarak verilmiş, her istasyon için görece sığ yer altı elektrik yapısı tespit edilip görünür özdirenç eğrisi elde edilmiştir.



Şekil 4.66. DA 3B Ters özüm sonucu.

Meju (2004) de ayrıntılarıyla anlatılan izlek yardımıyla, elde edilen bu eğri ile MT verisi ile aynı uzayda çizdirilmiştir, TE ve TM modlarındaki görünür özdirenç eğrileri elektrik özdirenç eğrisine çakıştırılmıştır.



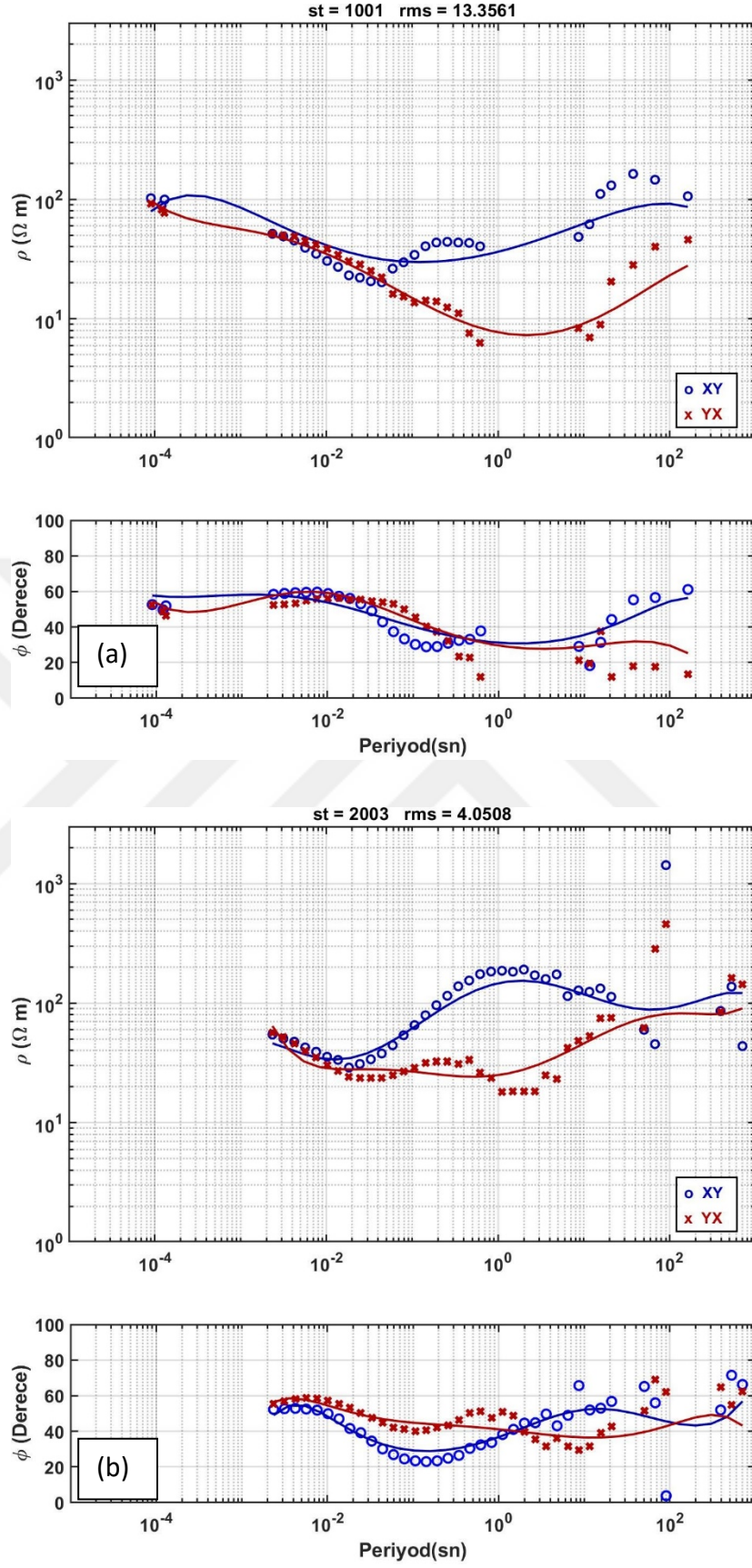
Şekil 4.67. 4008 numaralı MT istasyonunun (a) statik kayma düzeltmesi uygulanmadan öncesi (b) statik kayma düzeltme uygulanmış.

4002 istasyonu için TE veya TM modu için gerçek özdirenç değeri bu iki eğrinin arasında bir yerdedir. 3B Elektrik özdirenç düz çözümünden elde edilen eğri (siyah içi dolu çember) Şekil 4.67 (a) da görülmektedir. Özdirenç eğrisi TE ve TM eğrilerinin arasındadır. Dolayısıyla bu istasyon için statik kaymanın tespiti kolay olmuştur. Ancak her istasyonda bu durum gerçekleşmemiştir. Bazen Özdirenç eğrileri TE ve TM eğrilerinin tamamen üstünde veya tamamen altında kaldığı durumlar gerçekleşmiştir. Bu durumlarda da TE ve TM eğrileri özdirenç eğrisi ile karşılaştırılmıştır.

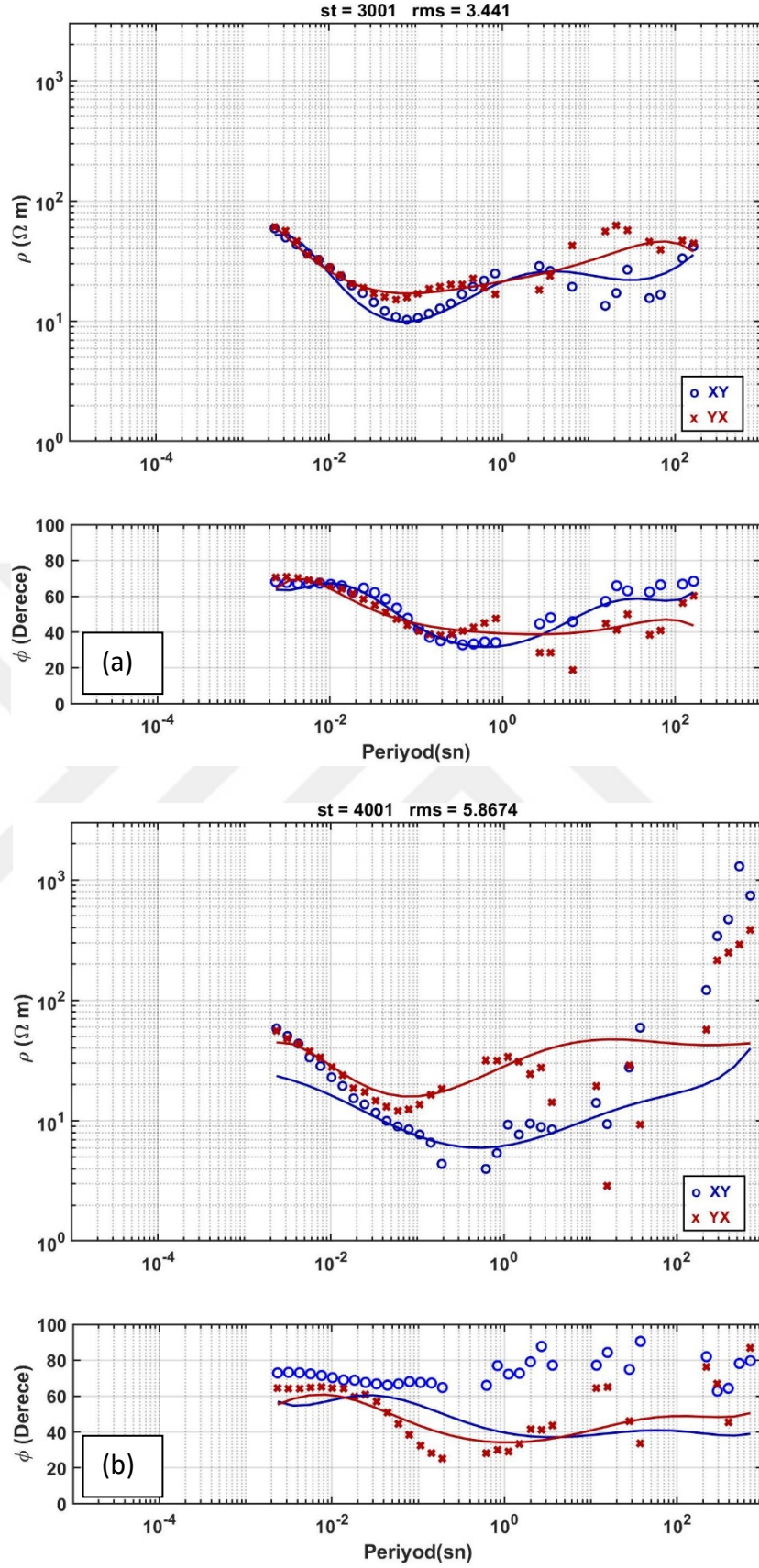
4.3.2. MT verilerinin 1B değerlendirilmesi

TE ve TM eğrilerinin gerçek yerlerine getirilmesi (Statik düzeltme) sonucunda elde edilen eğriler artık 1b veya 2B değerlendirmeye hazır duruma gelmiştir.

Bu çalışmada MT verileri için önce 1B değerlendirme yapılmıştır. 1B değerlendirme için Constable vd. (1987) tarafından yazılan ve jeofizikte ters çözümde bir devrim niteliğinde olan OCCAM kodu kullanılmıştır (Amerika Birleşik Devletleri Scripps Oşinografi Enstitüsü, Elektromanyetik laboratuvarı, 2017). Constable vd. (1987) MT yönteme Yumuşaklık (Smoothness) düzenleyicisini ilk uygulayan yayın ve koddur. Bu yayından önce MT ters çözümdeki sonuçlar, amaç fonksiyonunun ölçülen ve hesaplanan veri arasındaki misfit değerleri ile mukayese edilmesine dayanmaktaydı. Constable vd. (1987) ile beraber amaç fonksiyonuna bir yumuşaklık (Smoothness) parametresi daha eklenmiştir. Buradaki amaç kabul edilebilir bir misfit değeri ile yumuşaklık arasında bir takasla (Trade off) amaç fonksiyonunun minimuma inmesi amaçlanmaktadır. Constable vd. (1987) jeofizik yayınlarında, özellikle MT yayınlarında, en çok atıf alan makalelerden birisidir. Şekil 4.68 ve Şekil 4.69'da bazı istasyonlar için OCCAM 1B çözüm için ölçülen ve hesaplanan özdirenç ve faz eğrileri bulunmaktadır. Bu eğrileri elde etmek ve çizdirebilmek için, aynı kod içerisinde bulunan MATLAB kodu içindeki fonksiyonlar yeniden düzenlenmiş ve kullanılmıştır.



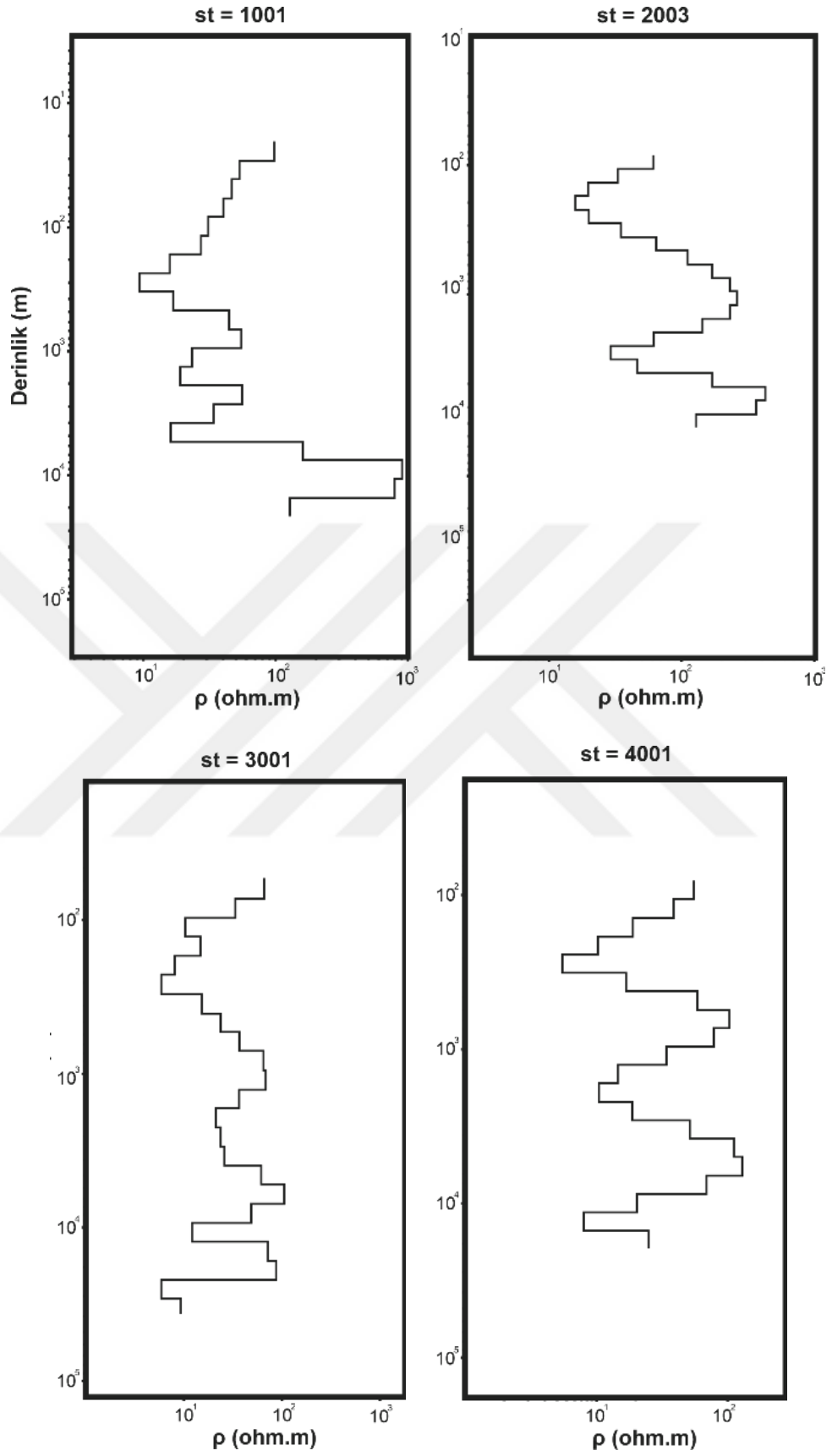
Şekil 4.68. Bazı MT istasyonlarının OCCAM 1B ters çözüm için, Ölçülen ve hesaplanan Görünür öz direnç ve faz eğrileri (a) 1001, (b) 2003.



Şekil 4.69. Bazı MT istasyonlarının OCCAM 1B ters çözüm için, Ölçülen ve hesaplanan Görünür öz direnç ve faz eğrileri (a) 3001, (b) 4001.

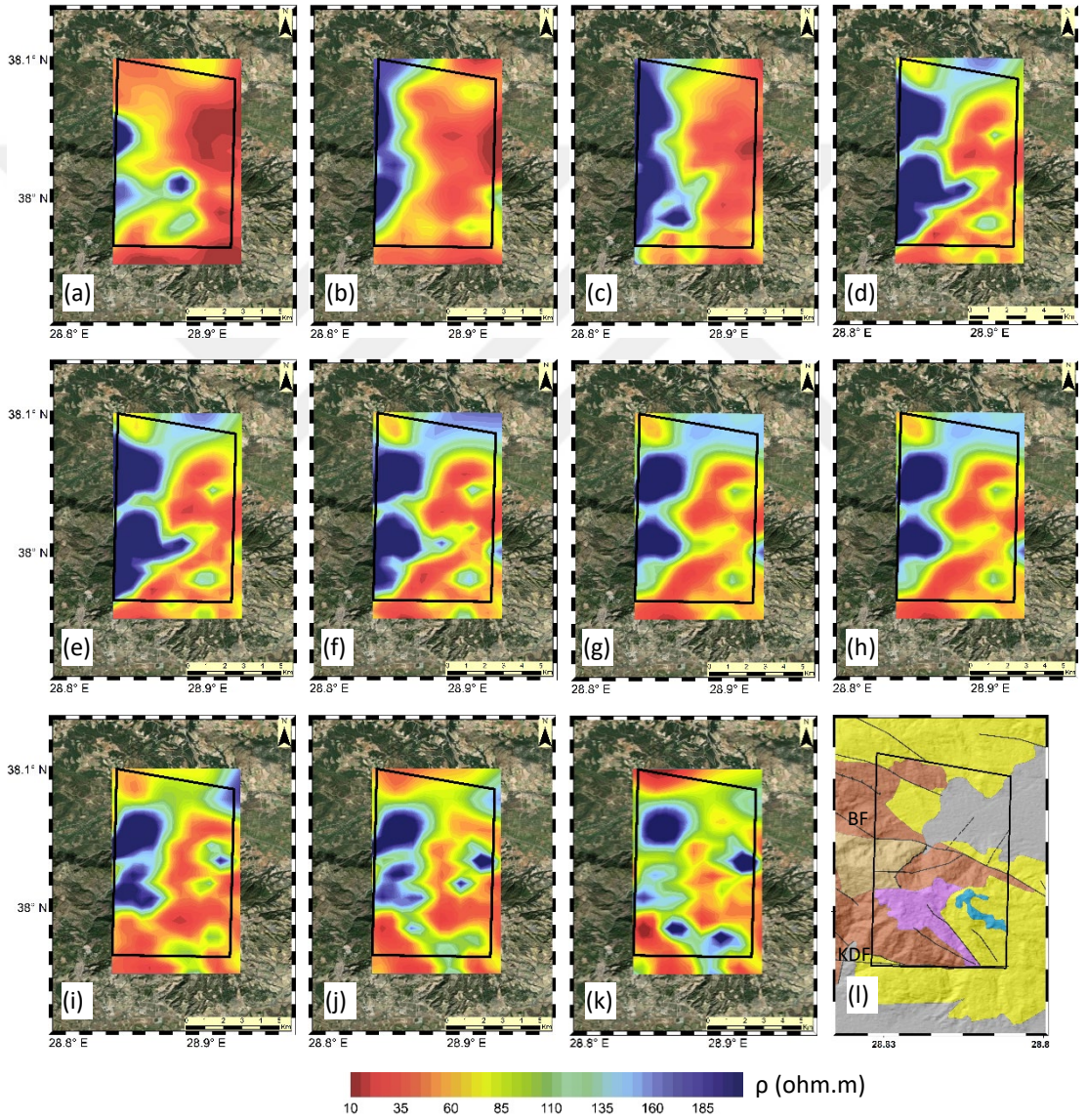
Burada OCCAM 1B ters çözüm için genel bir izlek belirlenmiş ve tüm istasyonların 1B ters çözümünde aynı mantıkta bu izlek takip edilmiştir. Bu izleğe kısaca değinmek gerekirse; derinlik parametreleri, logaritmik olarak ayarlanmış ve 20 tabakaya sabitlenmiştir. Bu çözümde beklenen “rms” hatası 1 olarak belirlenmiştir ve 20 yinelemeli çözüm yapılmıştır. Rms hatası 10-15 yinelemede 1 değerine ulaşıyorsa verinin rms hatasının 1’e ulaşabileceğine karar verilmiştir. Daha sonra son yineleme model dosyası başlangıç dosyası olarak girilmiş ve TE ve TM modunun birleşik ters çözümü yapılmıştır.

Eğer rms hatası 20 iterasyonda 1’e inmiyorsa, 10-15 yinelemede inebildiği en küçük rms değeri tespit edilip bu değerden büyük bir rms değeri OCCAM1DCSEM kodunun başlık dosyasına istenilen rms olarak girilir. Daha sonra TE modu için yeniden çözüm yapılmıştır. Çıkan yineleme sonucu birleşik ters çözüm için başlangıç modeli olarak kabul edilip TE ve TM modu için birleşik ters çözüm yapılmıştır. Bu izlek takip edilerek elde edilen sonuçlardan Şekil 4.67 ve Şekil 4.68’de sunulan sonuçların yeraltı modeli Şekil 4.70 sunulmuştur.



Şekil 4.70. 1001, 2003, 3001 ve 4001 MT istasyonlarının OCCAM 1B ters çözüm için, yeraltı modelleri.

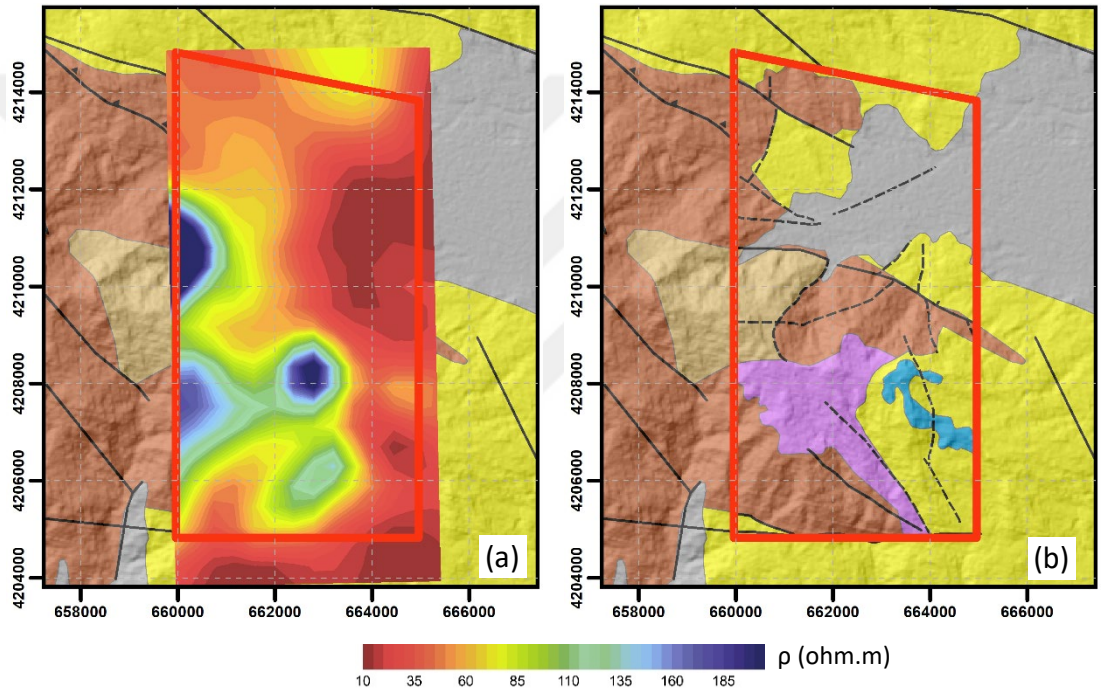
Burada 174 MT istasyonundan 1B değerlendirme sonucunda elde edilen yer altı modeli sunulmayacaktır. Bunun yerine her istasyona ait 1B boyutlu ters çözüm işlemi sonrasında derinlik ve öz direnç değerleri uzamsal olarak düzenlenmiştir. Uzamsal olarak yerleştirilen gerçek öz direnç değerler derinlik haritaları olarak sunulmuştur (Şekil 4.71). Bunu gerçekleştirebilmek için OCCAM1DCSEM kodu ile aynı adresten birlikte indirilen Matlab fonksiyonları yeniden düzenlenmiş her istasyona ait derinlik ve öz direnç bilgileri elde edilmiştir.



Şekil 4.71. 1B Ters çözümlerden elde edilen derinlik öz direnç kesitleri; (a) 200 m, (b)500 m, (c) 750 m derinlik (d) 1000 m, (e) 1250 m, (f) 1500 m, (g) 1750 m, (h) 2000 m, (i) 2500, (j) 3000 m, (k) 3500 m, (l) Genel jeoloji haritası.

Şekil 4.71. (ı) daha önce 4.1 bölümünde ayrıntılarıyla anlatılan jeoloji haritasıdır. Burada siyah transparan çizgiler çalışma alanı içerisinde kalan normal ve eğimli fayları göstermektedir. Genel olarak çalışma alanı Buldan horstu üzerindedir. Bu horst güneyde Gökdere Fayı (GDF) ve kuzeyde Bölmekaya Fayı (BF) normal fayları ile sınırlanmıştır.

Çalışma alanındaki genel özdirenç değerlendirildiğinde 10 ohm.m'den başlayıp 250 ohm.m ye kadar çıkmaktadır. Şekil 4.72(a) nın daha detaylı görüntüsü Şekil 4.71'de basitleştirilmiş jeoloji haritası ile sunulmuştur.



Şekil 4.72. Şekil 1.27. (a) 1B Ters çözümlerden elde edilen 200 m derinlik özdirenç kesiti; (b) Genel jeoloji haritası.

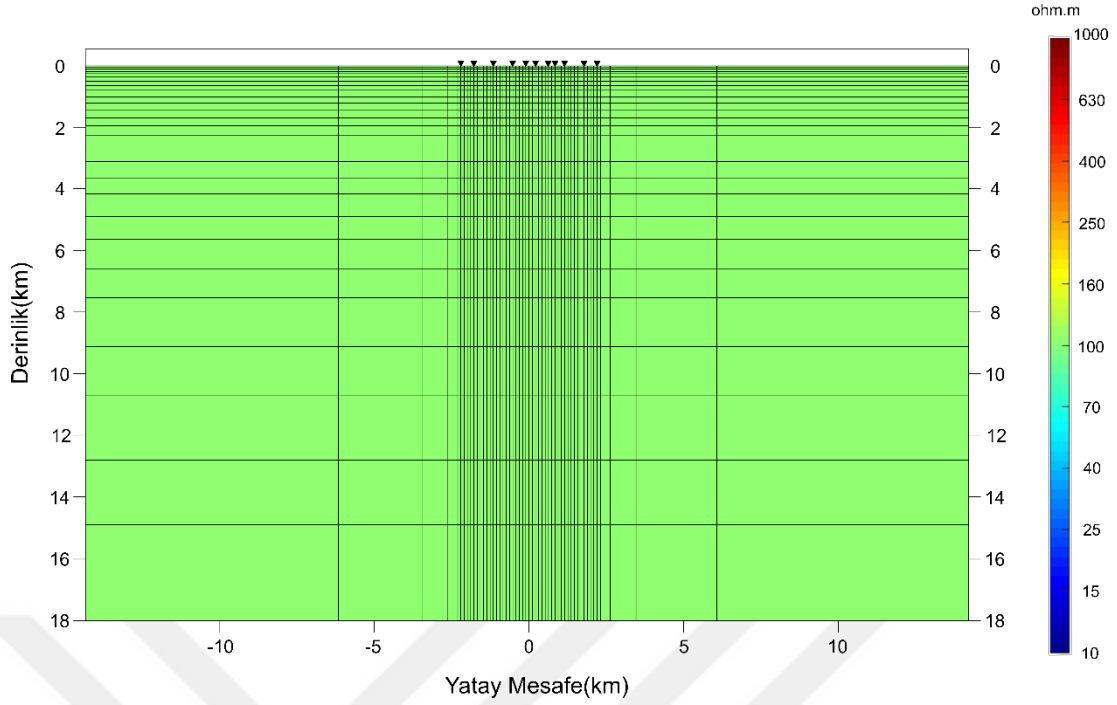
Şekil 72(a) da görülen özdirenç değerleri 10 ohm.m ile 185 ohm.m arasındadır. Sahanın güney ve kuzey kısmının özdirenç değerleri 10-35 ohm.m gibi düşük değere sahip olduğu gözlenmektedir. Sahanın Batı kısmında ve görece ortasında kalan kısımlarında ise özdirenç değerleri 160 ohm.m ve üzeri gibi görece daha yüksek değerlere çıkmaktadır. Ayrıca 1B Ters çözümden elde edilen 200 m derinlik kesiti yüzey jeolojisi ile oldukça uyumludur. Özellikle çalışma alanının kuzeyinde yer alan Neojen yaşlı alüvyon sınır ile yaklaşık 10 ohm.m civarında özdirence sahip elektrik

yapısı oldukça uyumludur. Çalışma alanının güneyinde çalışma alanının biraz dışında özdirenç değerleri 10 ohm.m civarlarındadır. Çalışma alanının sınırından sonra ise özdirenç değerleri dramatik bir şekilde, 85-100 ohm.m seviyelerine artmaktadır. Bu ise çalışma alanını sınırlayan ve bölgede oldukça bilinen GDF dir. Buna benzer bir durum çalışma alanının kuzeyinde de mevcuttur. Burada özdirenç değerlerinin ani yükselmesi ise çalışma alanının güneyinde yer alan KDF 200 m derinlik kesitinde açık şekilde görülmektedir.

Daha sonraki kesitler beraber incelendiğinde çalışma alanında genel iki adet baskın elektrik yapısı görülmektedir. Bunlardan birincisi çalışma alanının batısında bulunan ve görece özdirenci yüksek olan kısımdır. Buradaki yapının özdirenci 150 ohm.m ve üzerindedir. Bu yapı menderes masifi olarak adlandırılan jeolojik birimle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Çalışma alanının doğusunda yer alan ve özdirenci görece düşük olan birimin ise Sarayköy formasyonu ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

4.3.3. MT verilerinin 2B değerlendirmeleri

Bir boyutlu değerlendirmelerden sonra aynı verilerle 2B değerlendirmeler yapılmıştır. OCCAM2D kodunda değerlendirme yaparken seçilen ağ oldukça önemlidir. Ağ oluşturulurken her istasyon altı bir düğüm noktası olacak şekilde ayarlanmış ve ağ genişlikleri ise logaritmik olarak 1.2'nin katları olacak şekilde arttırılmıştır (Şekil. 4.73). Modelin başlangıcında ve sonundaki istasyonlardan sonra, sınır etkisinden etkilenmemek için modelin başı ve sonu 15 km daha uzatılmıştır. Başlangıç modeli olarak ise herhangi bir model verilmemiştir. Tüm hücrelerin özdirenci 100 ohm.m olarak ayarlanmıştır. Şekil 4.73'de örnek bir ağ görülmektedir. Bu çalışmada Güney Kuzey yönünde 500 m aralıklı 11 adet profil bulunmaktadır. MT istasyonları arası mesafeler de 500 m olarak alınmıştır. 500 m istasyon aralıkları, arazi şartları ve ulaşım zorluklarından dolayı bazı profillerde her zaman korunamamıştır. 11 profile boyunca toplamda 174 istasyonda MT ölçüleri alınmıştır (Şekil 4.45). 2B değerlendirmeler sonucunda hesaplanan ve ölçülen verilerin karşılaştırılması örnek olması açısından her profile 2 adet sunulacaktır. 2B değerlendirme sonucunda hesaplanan ve ölçülen eğrilerin karşılaştırılmaları EK-B de sunulacaktır.

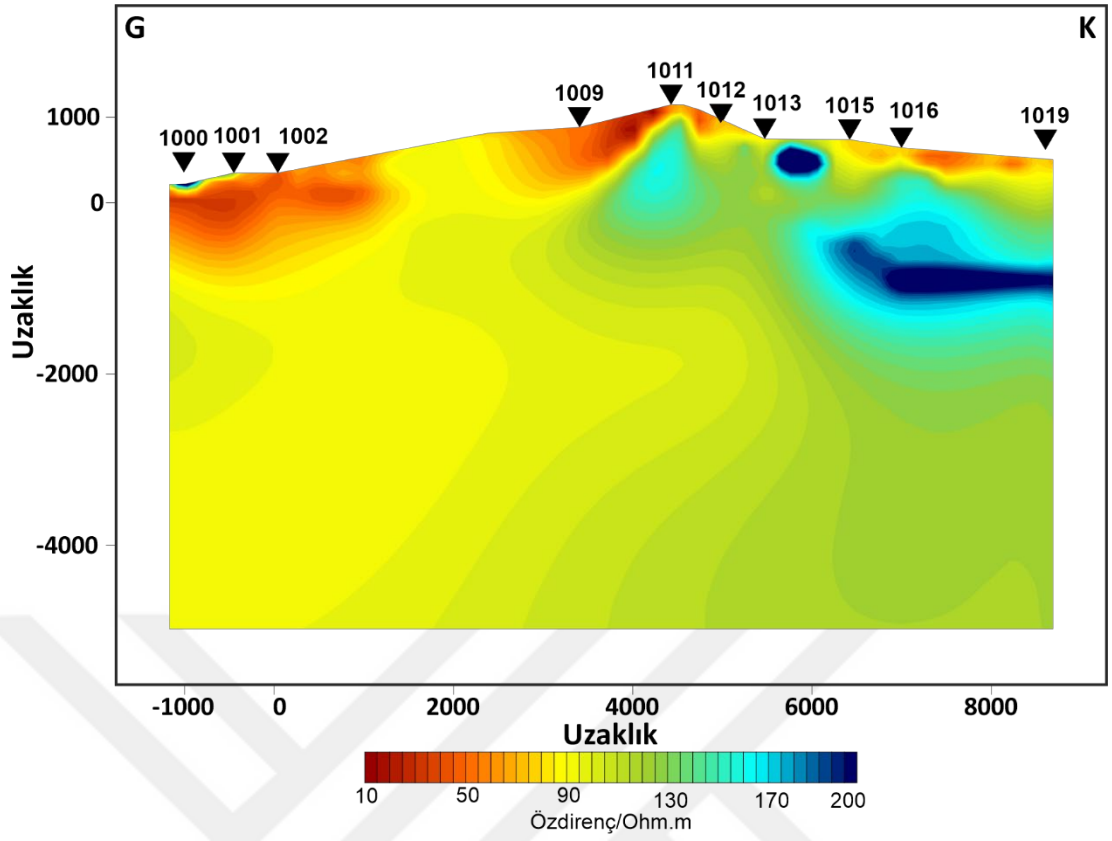


Şekil 4.73. 2B MT değerlendirmelerinde kullanılan örnek ağı.

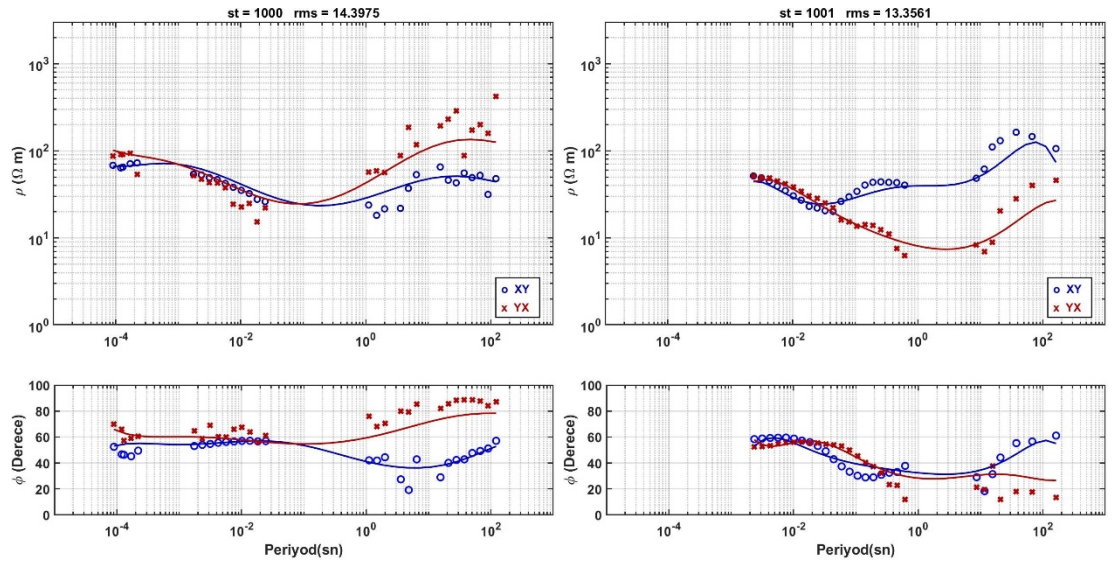
PR1 MT Profili

Pr1 profili çalışma alanının en batısında yer almaktadır (Şekil 4.45). Pr1 üzerindeki 1001 istasyonu ile 1019 istasyonu arasındaki mesafe 9900 m dir. 1002 istasyonu ve 1009 istasyonları arasında arazi şartlarından dolayı ölçü alınamamıştır. Pr1 profili için ters çözüm sonucunda elde edilen 2B öz direnç kesiti Şekil 4.74’de görülmektedir. 1000 istasyonu ve 1001 istasyonu için hesaplanan ve ölçülen öz direnç ve faz eğrileri ise Şekil 4.75’de görülmektedir.

Pr1 kesitinde elde edilen öz dirençler 10 ile 200 ohm.m arasında değişmektedir. Profilin Güneyinde olan kısımlarındaki 1000 istasyonu ile 1011 istasyonların arasındaki bölgenin altında 1000 m derinliğe kadar öz direnci 30 - 60 ohm.m arasında değişen iletken bir bölge bulunmaktadır. Bu bölgede bu derinlikten sonra öz direnç değerleri 90 – 98 ohm.m aralığına yükselmektedir.



Şekil 4.74. Pr1 ters çözömden elde edilen özdirenç modeli.

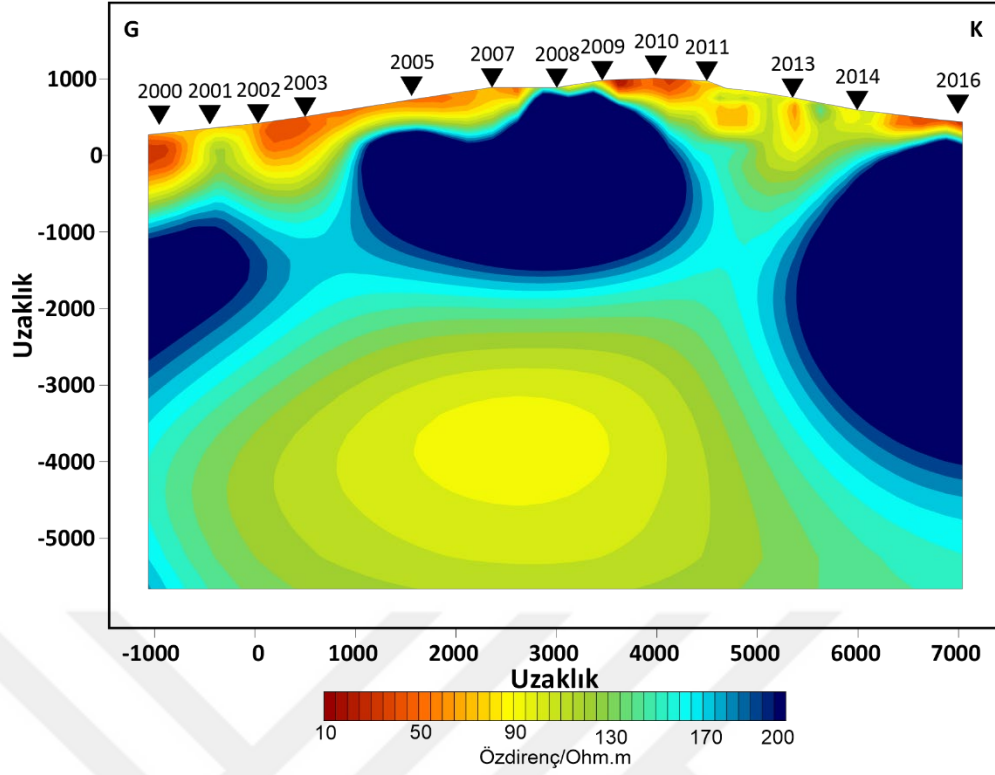


Şekil 4.75. Pr1 Profilinde 1000 ve 1001 istasyonları için ters çözömden elde edilen eğriler.

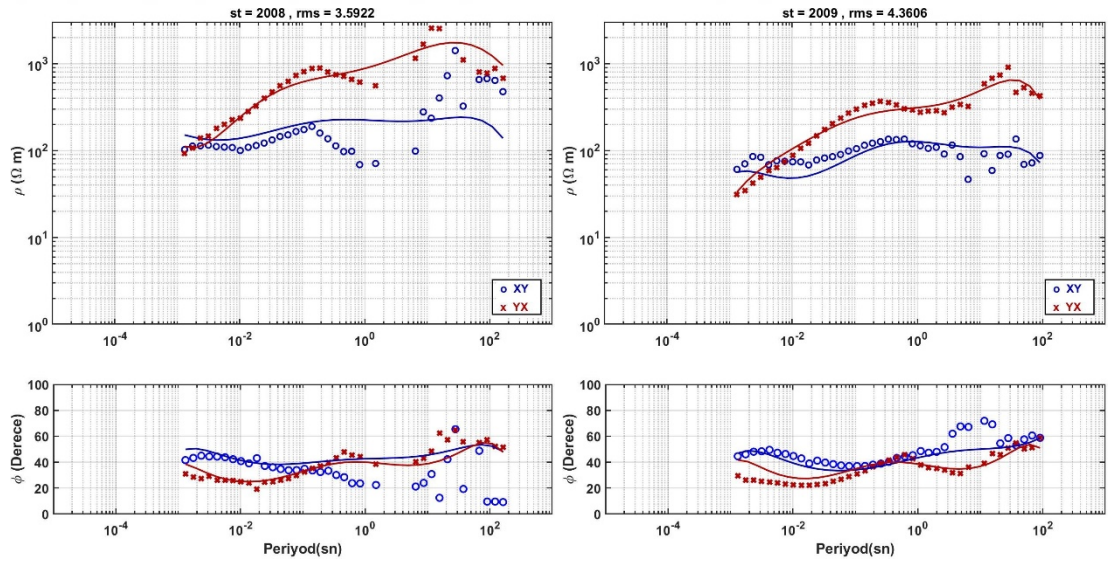
Şekil 4.75’de 1011 istasyonundan 1019 istasyonuna kadar olan alanda yer altı özdirenç dağılımına bakılacak olursa, yüzeyden yaklaşık 400 m derinliğe kadar özdirenci 45 – 75 ohm.m arasında değişen görece iletken bir birim bulunmaktadır. Bu birimden sonra özdirenci 150 ohm.m gibi görece yüksek birim görülmektedir. Bu birim özdirenci özellikle 1015 ve 1019 istasyonları altındaki özdirenci ise 225 ohm.m gibi en yüksek seviyelerine çıkmaktadır. Görece yüksek özdirenç sahip bu birimin kalınlığı ise 1100 m ile 1300 m aralığındadır. Bu birimin altında modelin sonuna kadar özdirenç dağılımı 120 – 128 ohm.m arasındadır.

PR2 MT Profili

Pr2 profili üzerinde yer alan 2000 MT istasyonu ile 2026 istasyonu arasındaki mesafe 8000 m dir. Pr2 de ters çözüm sonucunda elde edilen 2B özdirenç kesiti Şekil 4.76’da görülmektedir. 2008 ve 2009 istasyonları için hesaplanan ve ölçülen özdirenç ve faz eğrileri ise Şekil 4.77 da görülmektedir. Pr2 profili genel olarak üç tabakalı ortam görünümündedir. Birinci tabaka kalınlığı profilin güney tarafında 1000 m civarlarındadır. Profilin en yüksek yeri olan 2008 istasyonu civarlarında bu tabaka incelmekte ve 2026 noktasına doğru gidildikçe tekrar kalınlaşmaktadır. Bu tabakanın özdirenci ise 40 – 90 ohm.m aralığındadır. İkinci tabaka kalınlığı ise 2000 istasyonundan 2010 istasyonuna kadar olan bölümde 1500 m civarındadır. Bu kalınlık 2013 istasyonundan sonra ise 3000 m ye kadar çıkmaktadır. İkinci tabakanın özdirenci ise 250 ohm.m civarındadır. Üçüncü ve son tabaka özdirenci ise 100 ohm.m civarındadır.



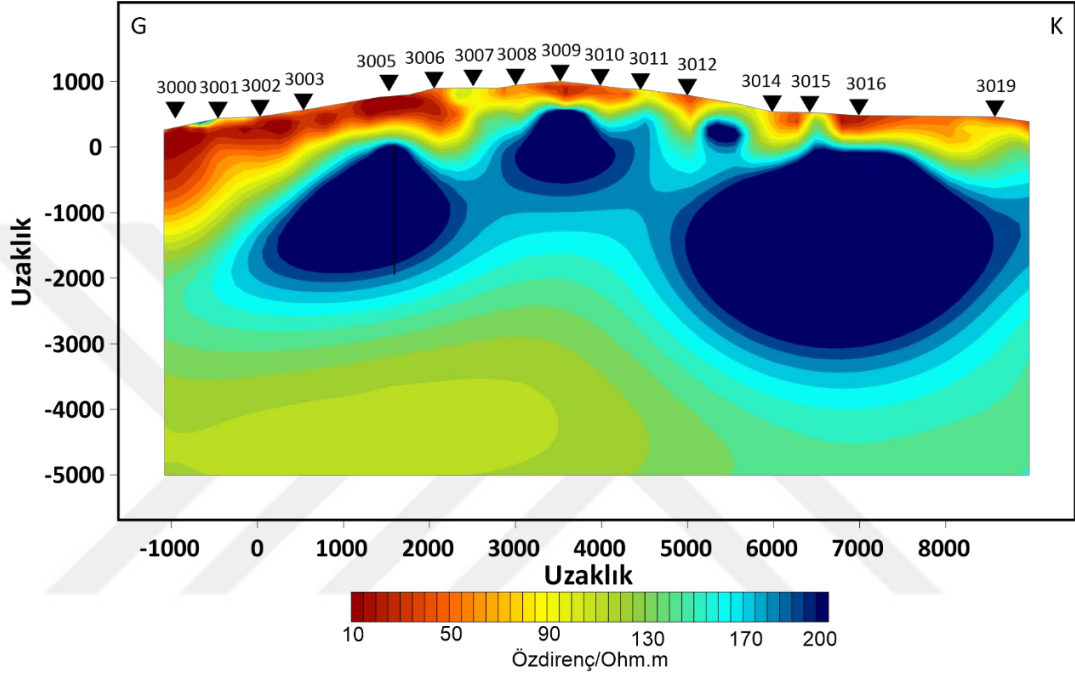
Şekil 4.76. Pr2 ters çözümünden elde edilen öz direnç modeli.



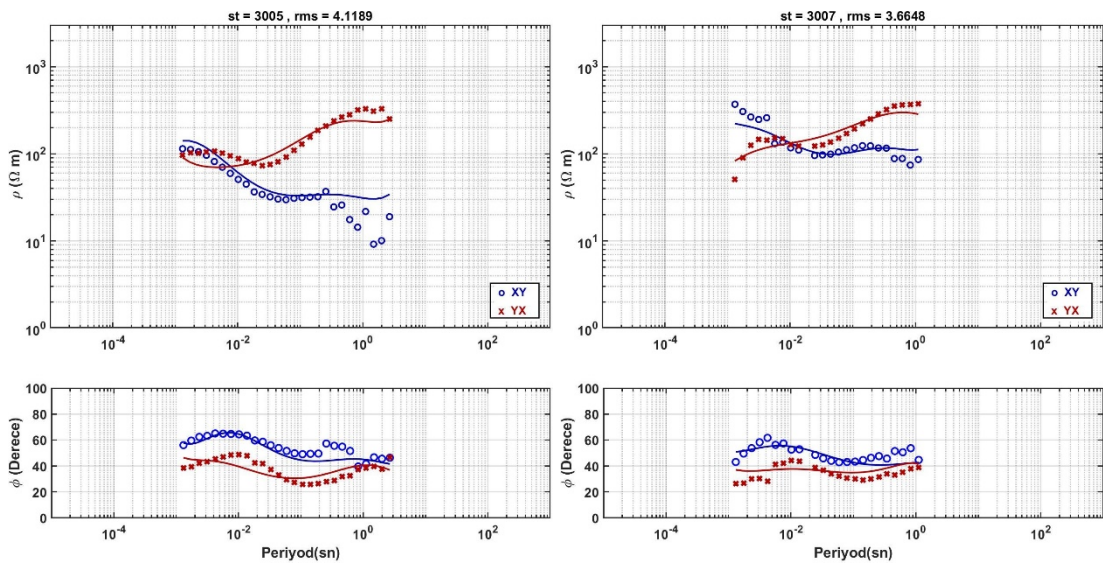
Şekil 4.77. Pr2 Profilinde 2008 ve 2009 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

PR3 MT Profili

Pr3 profili üzerindeki 3000 MT istasyonu ile 3019 istasyonu arasındaki mesafe 9500 m dir. Pr3 profili için ters çözüm sonucunda elde edilen öz direnç modeli ile Pr2 için elde edilen öz direnç modelleri oldukça benzerlik göstermektedir. Pr3 için elde edilen öz direnç modeli Şekil 4.78’de, ölçülen ve ters çözüm sonucu hesaplanan 3007, 3009 istasyonları için öz direnç ve faz eğrileri Şekil 4.79’da görülmektedir.



Şekil 4.78. Pr3 ters çözümünden elde edilen öz direnç modeli.

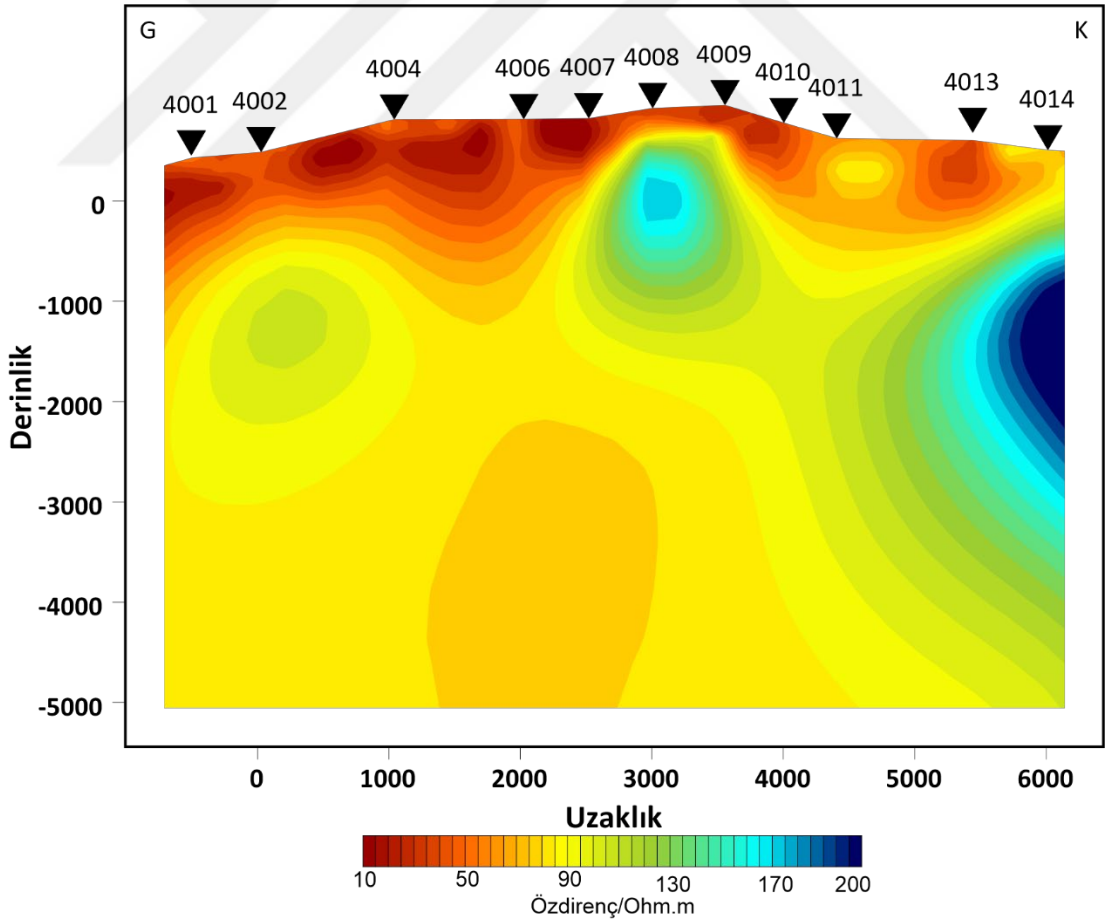


Şekil 4.79. Pr3 Profilinde 3005 ve 3007 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

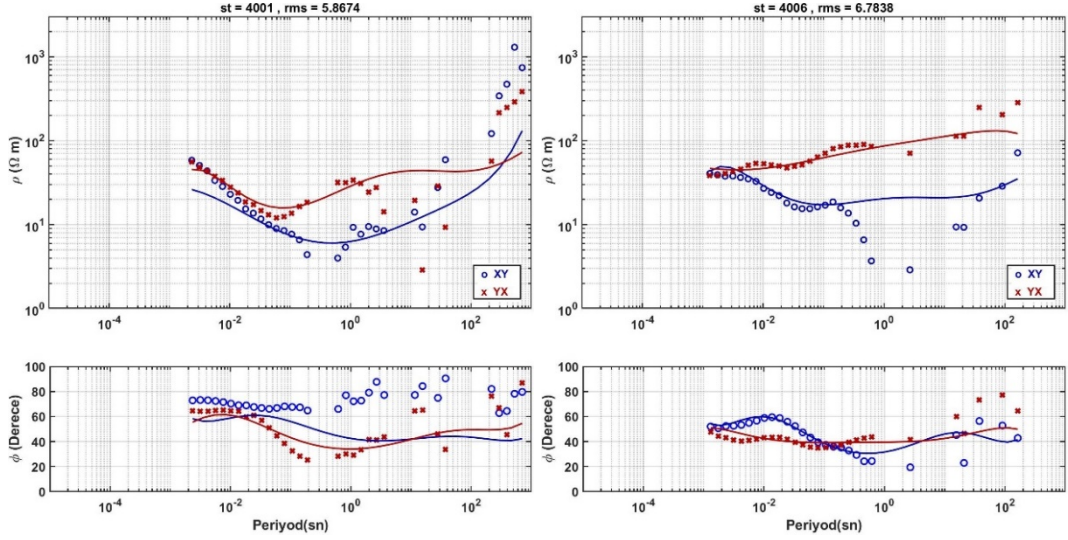
Pr2 profiline benzer şekilde Pr3 profili de üç tabakalı ortam görünümündedir. Birinci tabaka görece iletken olup özdirenci 10 – 45 ohm.m civarlarındadır. Bu tabakanın derinliği 3000 – 3006 istasyonları arasında 600 m civarında iken 3007 istasyonundan profilin sonuna kadar varlığını sürdürmekte olup derinliği 300 m civarındadır. İkinci tabaka görece yüksek özdirençlidir. Özdirenci yer yer değişmekle birlikte ortalama 250 ohm.m dir. Kalınlığı ise 2000 m dir. İkinci tabakanın altında özdirenci 100 ohm.m ye kadar düşen görece daha az özdirençli tabaka bulunmaktadır.

PR4 MT Profili

4001 istasyonu ile 4014 istasyonu arasındaki mesafe 6500 m dir. Pr4 profili için ters çözüm sonucu elde edilen özdirenç modeli Şekil 4.80’de ters çözüm sonucu elde edilen özdirenç ve faz eğrileri Şekil 4.81’de görülmektedir.



Şekil 4.80. Pr4 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli



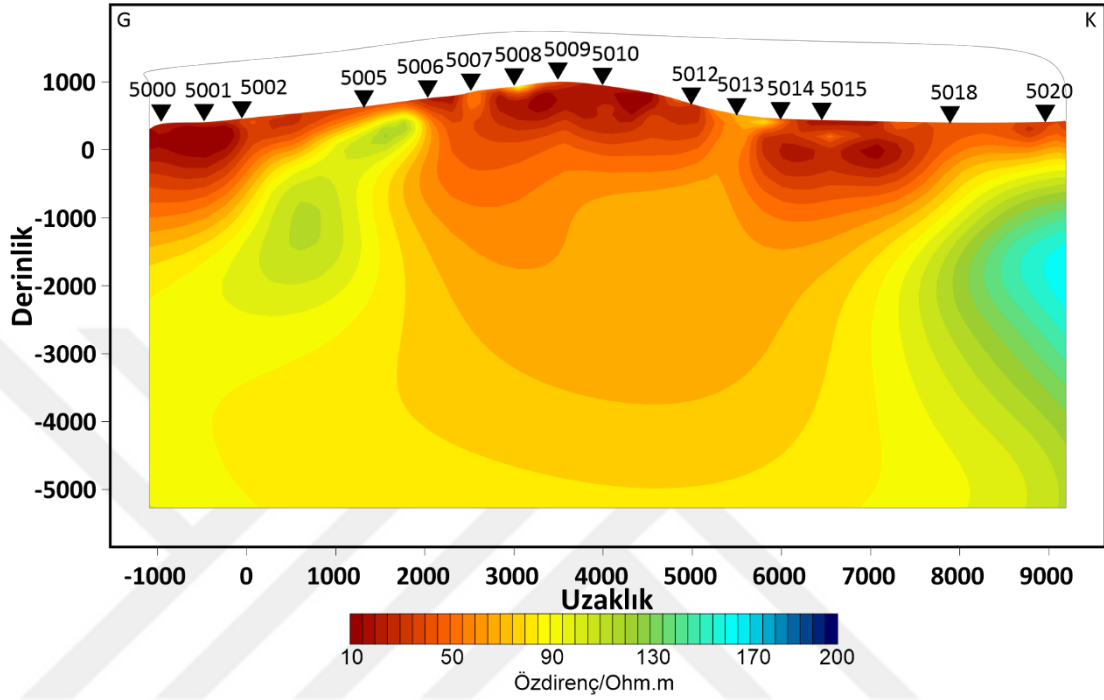
Şekil 4.81. Pr4 Profilinde 4001 ve 4006 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

Pr4 kesitinde elde edilen özdirenç değerleri genel olarak 8 ila 100 ohm.m arasında değişmektedir. Bu durumun istisnası 4014 istasyonunun altında yaklaşık 1000 m derinlikte görülen birimdir. Bu birimin özdirenci yaklaşık 250 ohm.m dir. Kesit genel olarak iki tabakalı ortam görünümündedir. Özdirenç değerleri 8 – 80 ohm.m arasında değişen ve birinci tabaka olarak değerlendirilen tabaka profilin başından sonuna kadar görülebilmektedir. Bu tabakanın derinliği 800 m civarındadır. 4008 ve 4009 noktaları altında bu derinlik 150 m civarlarına kadar inmiştir. İkinci tabaka olarak değerlendirilen tabakanın özdirenci derinlikle yumuşak bir artışla 100 ohm.m değerine çıkmaktadır.

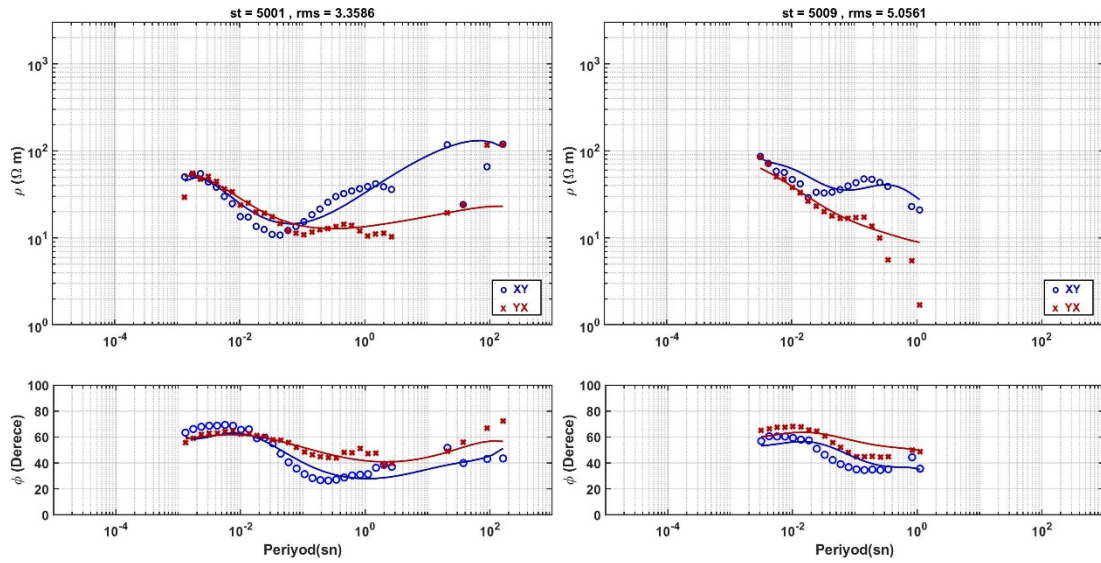
PR5 MT Profili

Pr5 MT profili üzerinde 15 adet MT istasyonu bulunmaktadır. 5000 istasyonu ile 5020 istasyonu arasındaki mesafe 9900 m dir. Pr5 özdirenç modelinde elde edilen en düşük özdirenç değeri 10 ohm.m dir. En yüksek değer ise 5020 istasyonu altında 200 ohm.m civarındadır (Şekil 4.82). 5020 istasyonu dışında elde edilen en yüksek özdirenç değeri ise 110 ohm.m civarlarındadır. Profil boyunca elde edilen özdirenç modeli hem yatay yönde hem de düşey yönde değişim göstermektedir. Ancak, üstte derinliği yer yer değişen ve özdirenci 10-60 ohm.m arasında değişen görece iletken bir ortam

bulunmaktadır. Bu görece iletken birimin altında ise 5000 istasyonu altında 1300 m ve 5005 istasyonuna doğru gidildikçe derinliği azalan, öz direnci 120 ohm.m civarlarında olan birim bulunmaktadır. 5006 ile 5008 arasında bu birimin derinliği 3700 m ye kadar yükselmiştir.



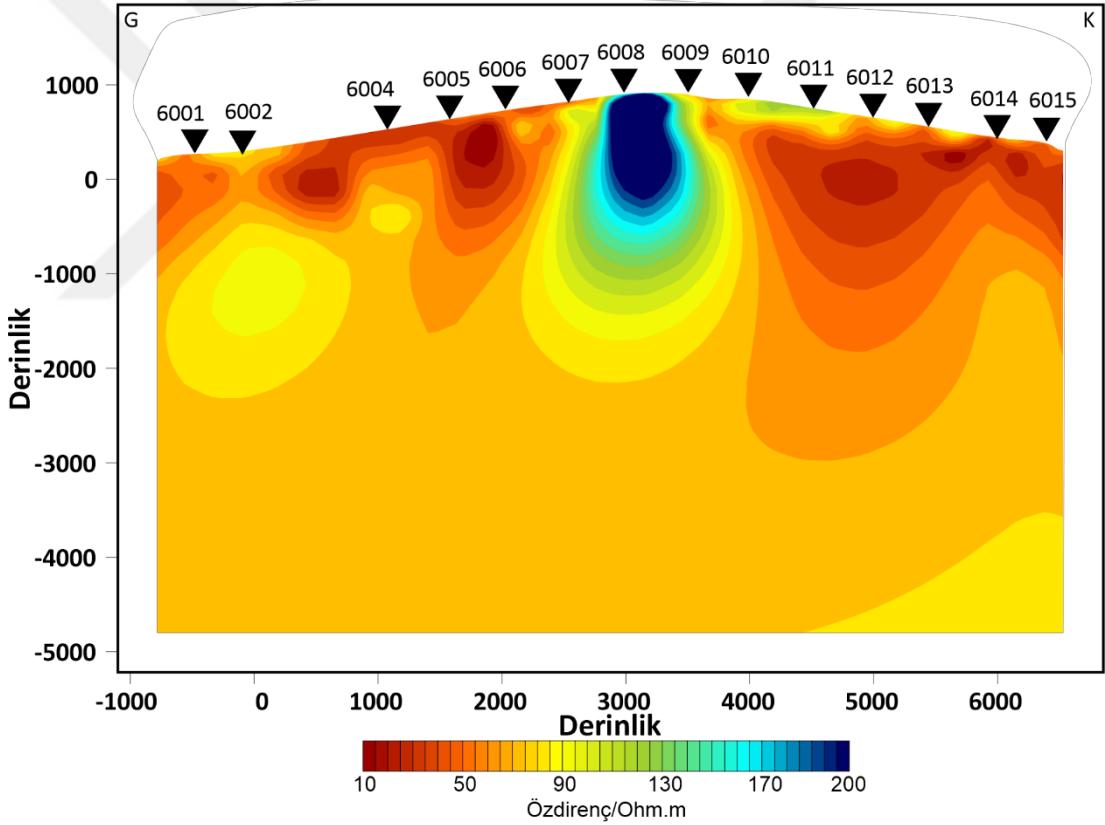
Şekil 4.82. Pr5 ters çözümünden elde edilen öz direnç modeli



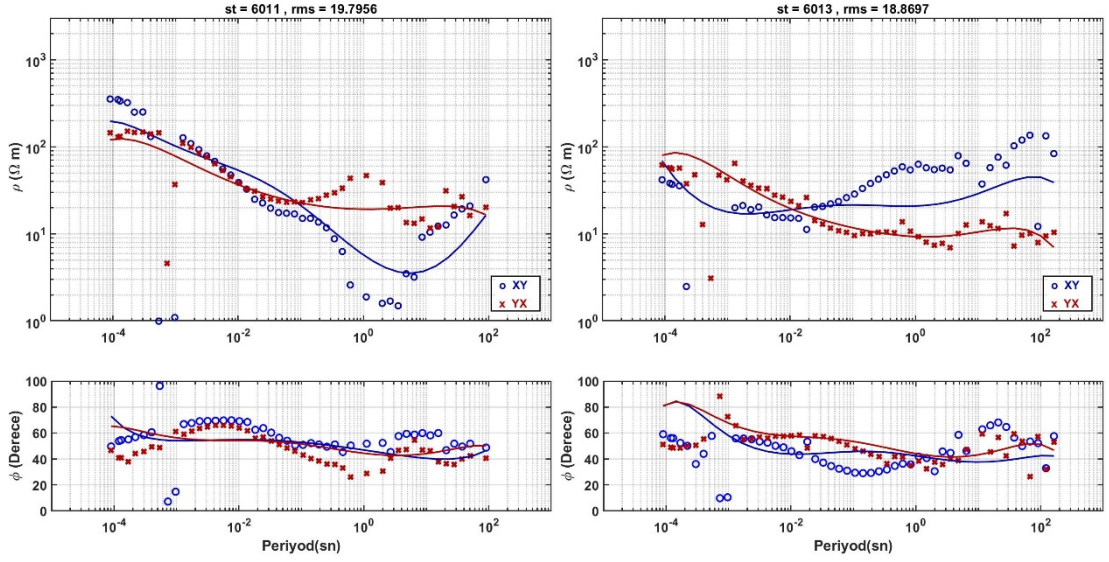
Şekil 4.83. Pr5 Profilinde 5001 ve 5009 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

PR6 MT Profili

Pr6 MT profili üzerindeki 6001 ile 6015 arasındaki mesafe 7350 m dir (Şekil 4.84). Elde edilen öz direnç ve faz eğrileri ise Şekil 4.85’de görülmektedir. Profil genel olarak iki tabakalı görülmektedir. Birinci tabakanın kalınlığı 1000 m civarında ve öz direnci ise 10 – 45 ohm.m aralığındadır. İkinci tabakanın öz direnci 70 ohm.m ve üzeri olarak görülmektedir. Bu durumun tek istisnası 6008 istasyonunun altındadır. 6008 istasyonunun altında derinliği 1300 m olan ve öz direnci ise 200 ohm.m üzerinde olan bir belirti görülmektedir. Bu belirti değerlendirme hatası gibi gözükmemektedir. Bu belirti Pr1, Pr2, Pr3 ve Pr4 profillerinde ve daha sonra anlatılacak olan diğer profillerde, yaklaşık aynı bölgede görülmesi açısından ilginçtir.



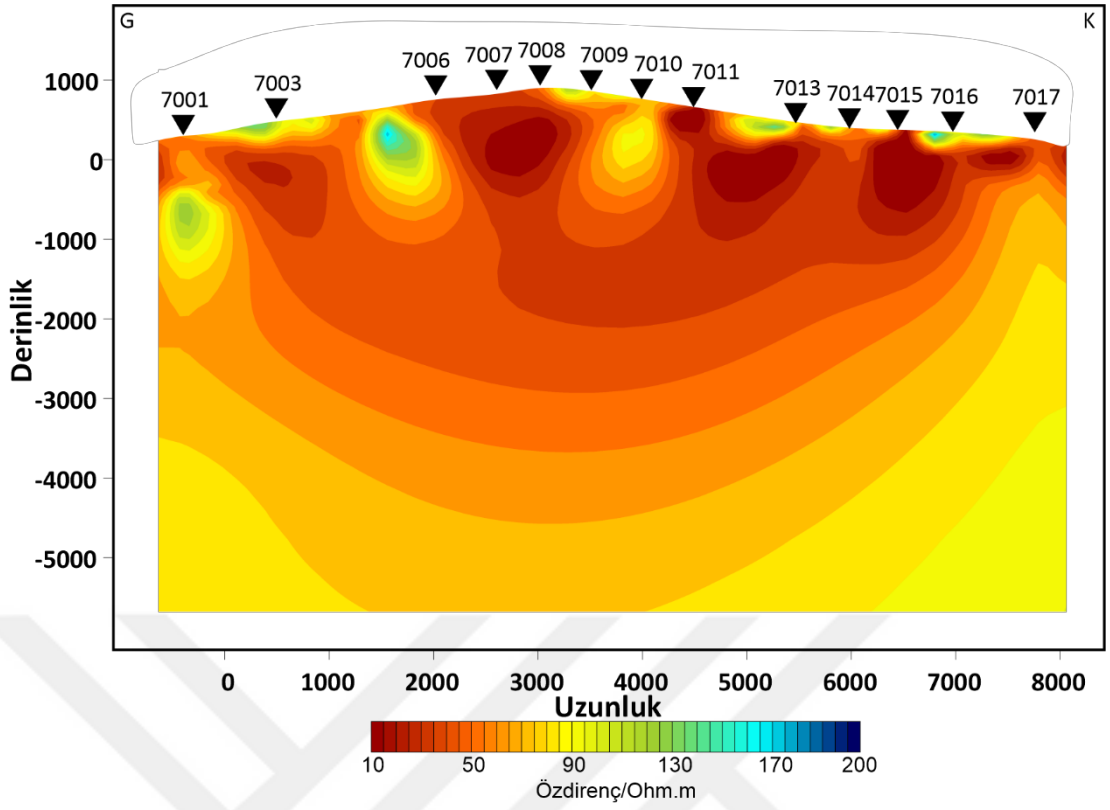
Şekil 4.84. Pr6 ters çözümünden elde edilen öz direnç modeli



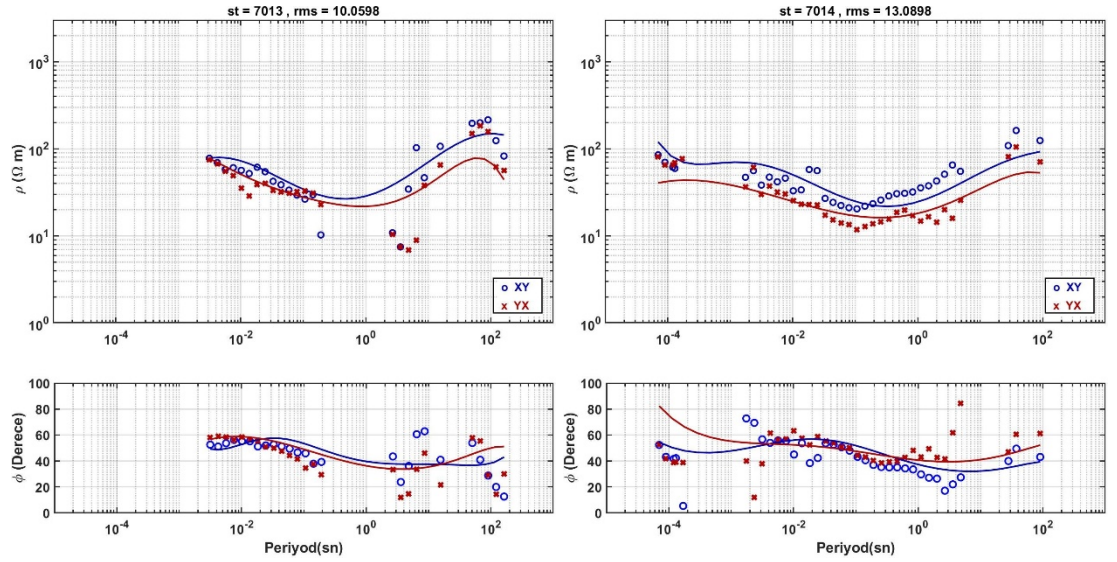
Şekil 4.85. Pr6 Profilinde 4001 ve 4006 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

PR7 MT Profili

Pr7 MT profili üzerindeki 7001 noktası ile 7017 arasındaki mesafe 8150 m dir. Bu profile ait öz direnç modeli Şekil 4.86'de, 7013 ve 7014 istasyonları için elde edilen öz direnç ve faz eğrileri ise Şekil 4.87'de görülmektedir. Pr7 öz direnç modeli yüzeye yakın yerlerde yatay yönde öz direnç değişimleri görülmektedir. Özellikle 7003 ve 7006 arasında yüzeye çok yakın, öz direnci 150 ohm.m olan belirti gerçek olmayan bir belirti olarak değerlendirilebilir. Ancak, bu belirtiler dışında derine doğru öz direnç değişimi yumuşak bir şekilde artmaktadır. Yüzeye yakın bölgelerde 8 – 10 ohm.m civarında iken model derinliği arttıkça 85 ohm.m civarlarına yükselmektedir.



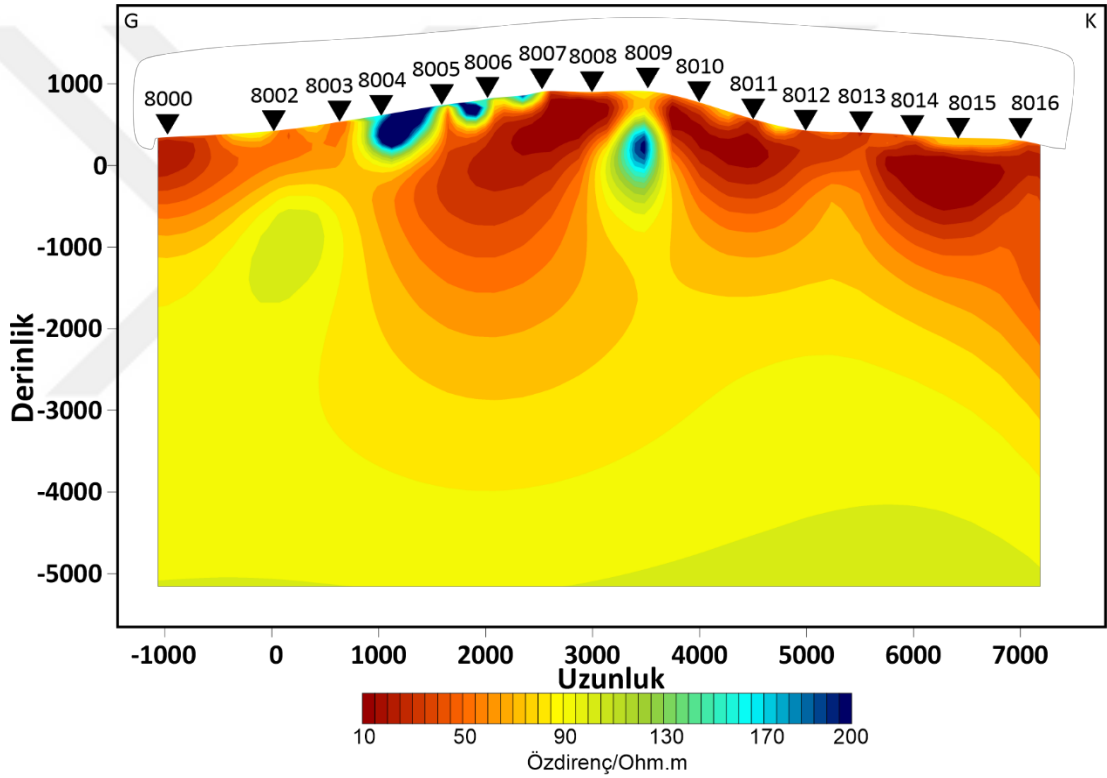
Şekil 4.86. Pr7 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli



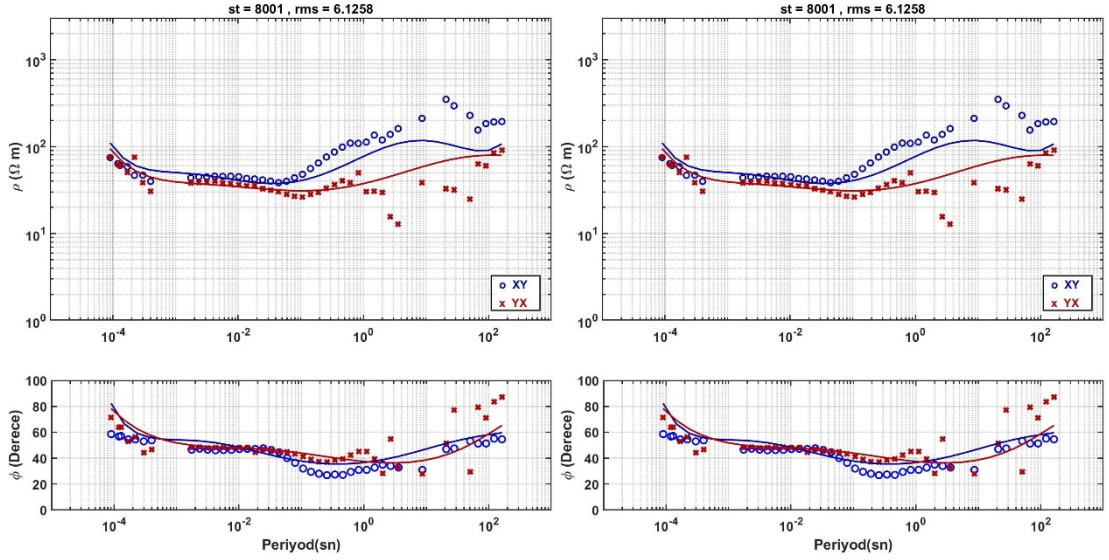
Şekil 4.87. Pr7 Profilinde 7013 ve 7014 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

PR8 MT Profili

Pr8 MT profilinde 8000 istasyonu ile 8016 istasyonu arasındaki mesafe 8000 metredir. Pr8 öz direnç kesitinde ölçülen en düşük öz direnç değeri 8 ohm.m, en büyük öz direnç değeri ise 228 ohm.m dir. Bu profile ait öz direnç modeli Şekil 4.88’de, öz direnç ve faz eğrileri Şekil 4.89’da görülmektedir. Öz direnç kesiti genel olarak iki tabakalı ortam olarak değerlendirilebilir. Birinci tabaka derinliği 800 – 1200 m arasında değişmektedir. Bu tabakaya ait öz direnç değerleri ise 10 – 60 ohm.m arasındadır. İkinci tabakanın öz direnci 95 ohm.m dur.



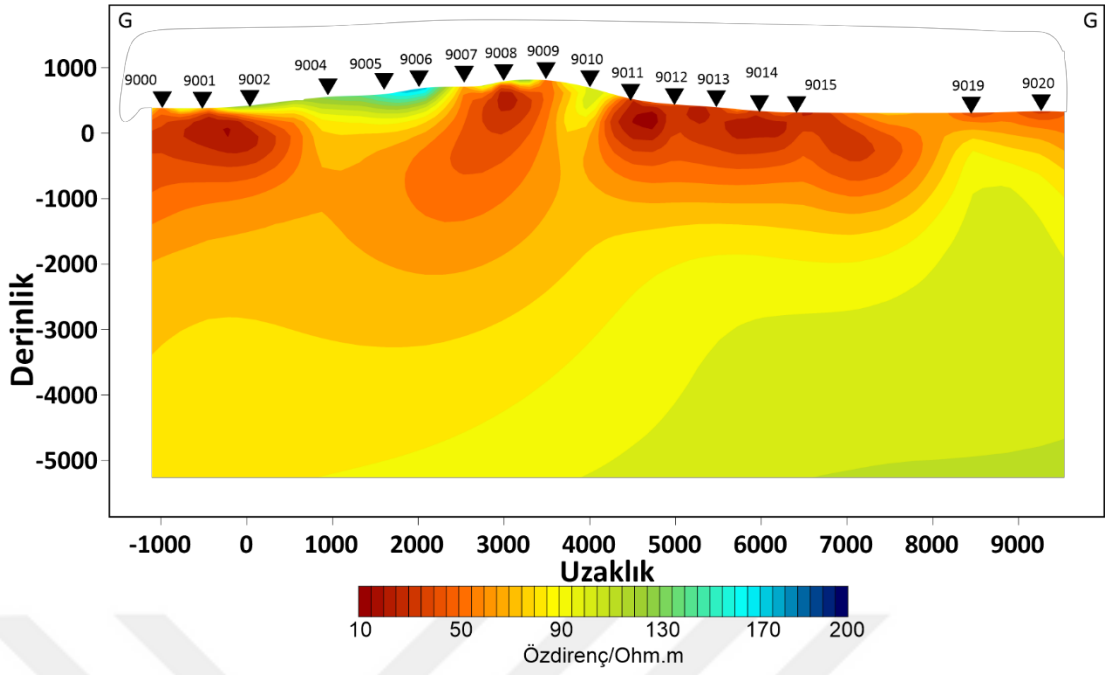
Şekil 4.88. Pr8 ters çözümünden elde edilen öz direnç modeli



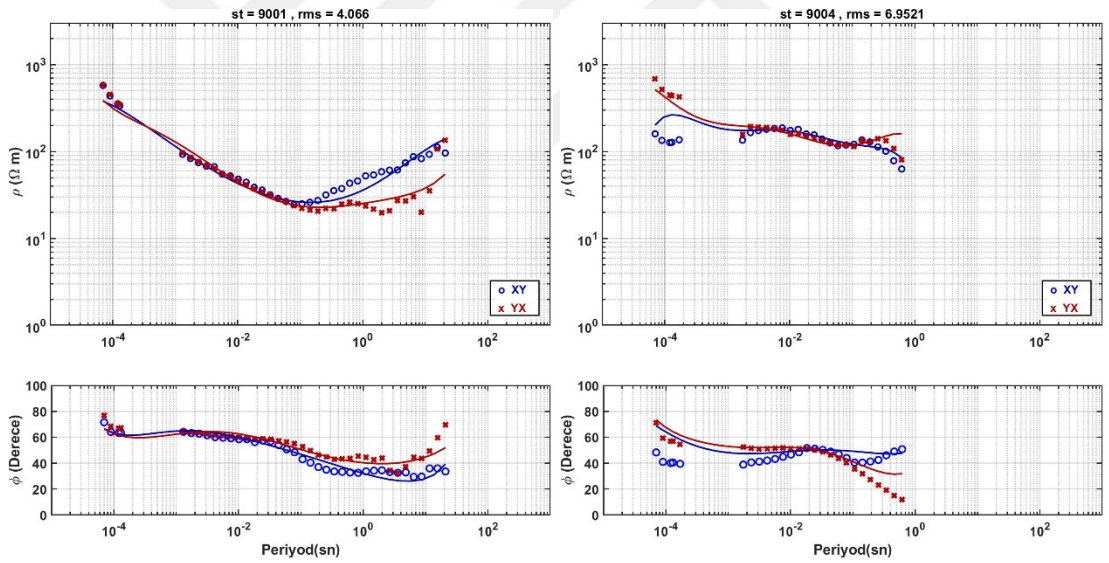
Şekil 4.89. Pr8 Profilinde 7013 ve 7014 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

PR9 MT Profili

Profil üzerinde bulunan 9000 ile 9020 istasyonları arasındaki mesafe 10250 m dir. Profile ait öz direnç modeli Şekil 4.90 de, ölçülen ve hesaplanan öz direnç eğrileri ise Şekil 4.91’de görülmektedir. Öz direnç modelinde elde edilen en küçük öz direnç değeri 15 ohm.m, en büyük değer ise 100 ohm.m bur. 9004 ve 9006 istasyonları altına denk gelen yerlerde 300 m derinliğe kadar öz direnci 173 ohm.m dolaylarında olan lokal bir belirti görülmektedir. Bu belirtinin dışında, yüzeyden derinliği ortalama 1150 m, öz direnci ise 13 – 55 ohm.m arasında olan görece iletken bir tabaka bulunmaktadır. Bu tabakanın altında ise model derinliği arttıkça yumuşak bir artışla 110 ohm.m değerine çıkmaktadır. İkinci tabaka olarak değerlendirilen bu tabakanın derinliği profilini güneyinde 1150 m ve fazla iken profilin güneyinde 9019 ve 9020 istasyonları altında 400 m civarında görülmektedir.



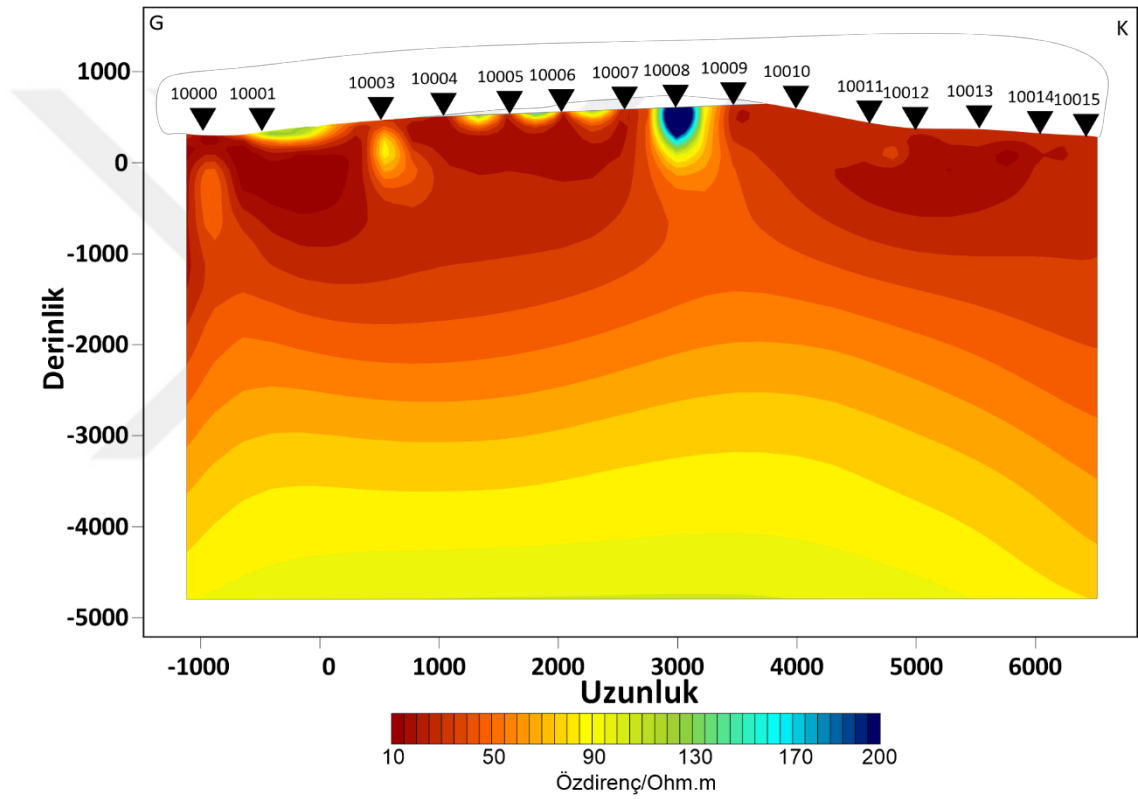
Şekil 4.90. Pr9 ters çözümüden elde edilen özdirenç modeli.



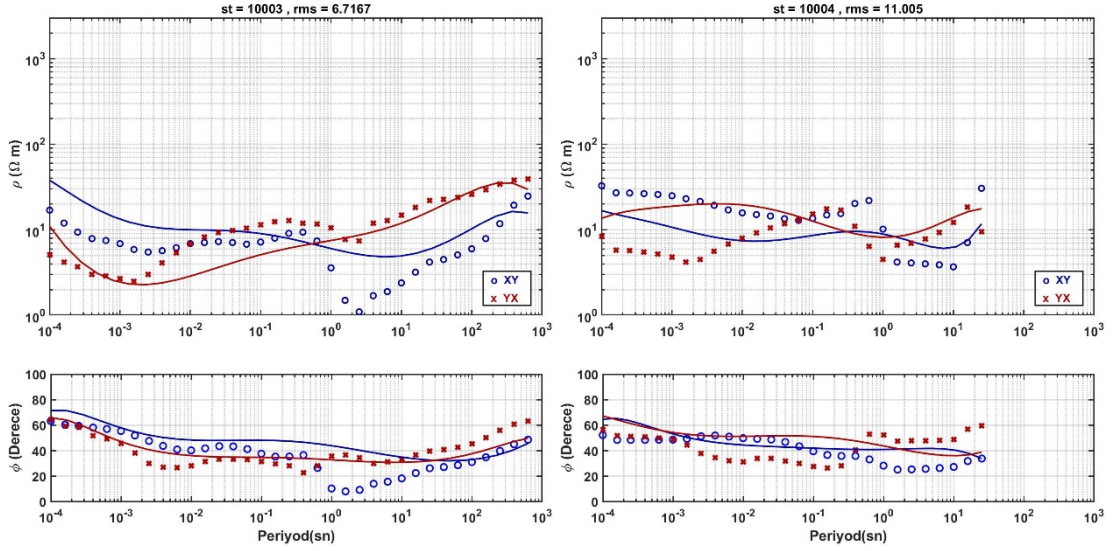
Şekil 4.91. Pr9 Profilinde 7013 ve 7014 istasyonları için ters çözümüden elde edilen eğriler.

PR10 MT Profili

Profil üzerinde birbirine en uzak olan 10000 ile 10015 noktaları arasındaki mesafe 7400 m dir. Ters çözüm sonucu elde edilen özdirenç modeli Şekil 4.92’de bu çözüm sonucu hesaplanan ve ölçülen özdirenç ve faz eğrileri Şekil 4.93’de görülmektedir. Profil boyunca büyük özdirenç değişimleri gözlenmemektedir. Yüzeye yakın bölgelerde özdirenç değerleri 5-15 ohm.m civarlarında iken, model derinliği arttıkça özdirenç değeri de artmış ve 90 ohm.m civarına kadar yükselmiştir.



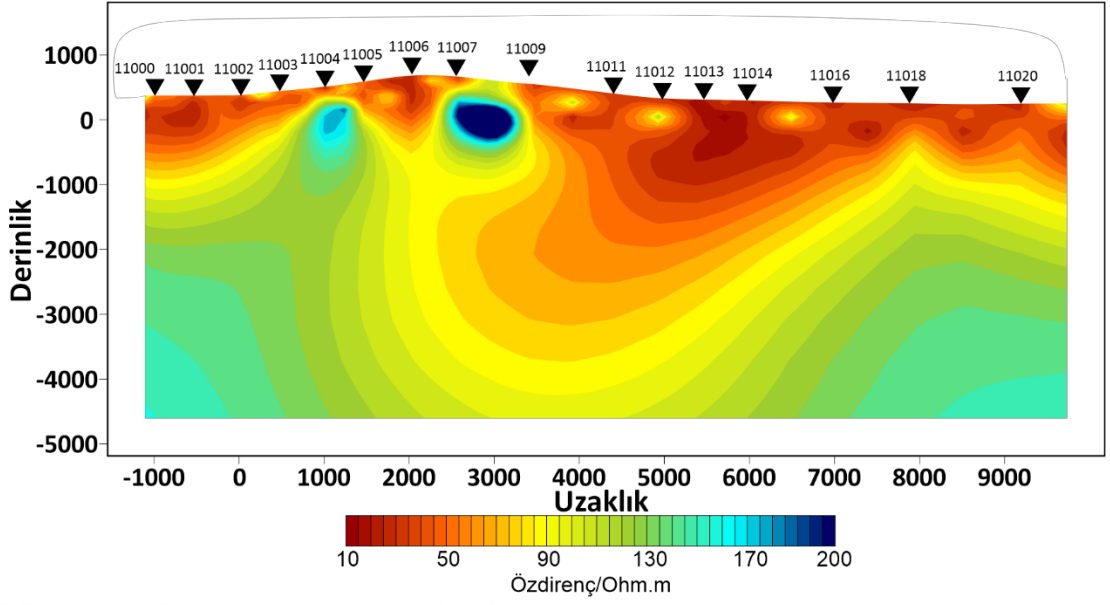
Şekil 4.92. Pr10 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli



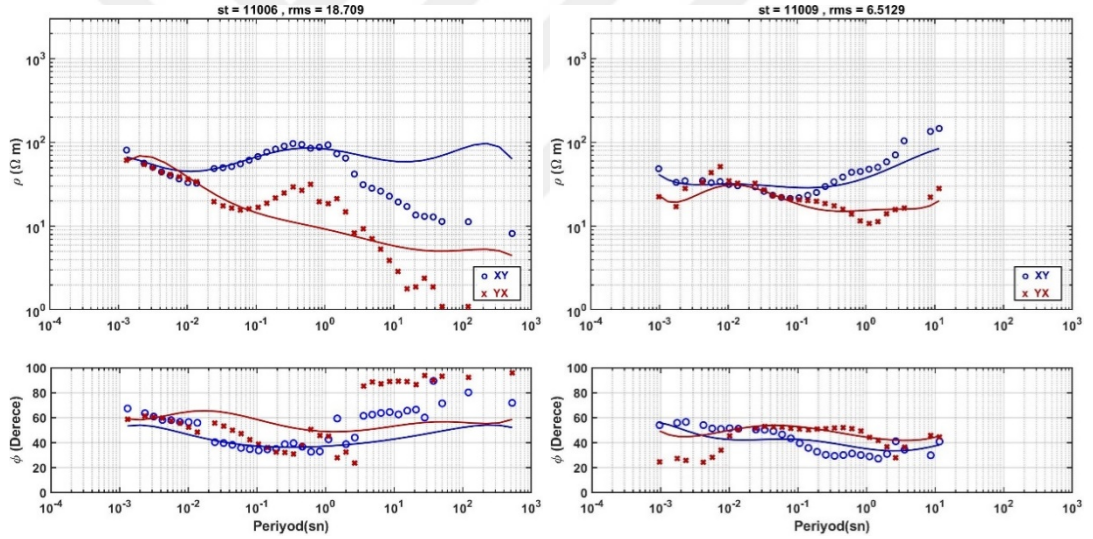
Şekil 4.93. Profiline 10003 ve 10004 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

PR11 MT Profili

Pr11 profilinde birbirine en uzak istasyon olan 11000 ile 11020 noktaları arası mesafe 10950 m dir. Ters çözüm sonucu elde edilen öz direnç modeli Şekil 4.94’de, ters çözüm sonucu hesaplanan ve ölçülen öz direnç ve faz eğrileri şekil dire 4.95’de görülmektedir. Elde edilen model genel olarak iki tabakalı ortam olarak değerlendirilebilir. Birinci tabaka derinliği yüzeyden itibaren 1000 m ile 2000 m arasında değişmektedir. Öz direnç değerleri ise 15 – 50 ohm.m arasındadır. 11007 istasyonu altına denk gelen 200 m derinlikte bulunan belirti ise değerlendirme hatası olarak görülse de diğer Pr1, 2, 3, 4, 6, 7, 9, 10 numaralı profillerde yaklaşık aynı bölgeye denk gelen yerlerde benzer belirti bulunduğu için ilginçtir. İkinci tabaka öz direnç değeri ise 112 – 165 ohm.m arasında değişen öz dirence sahiptir.



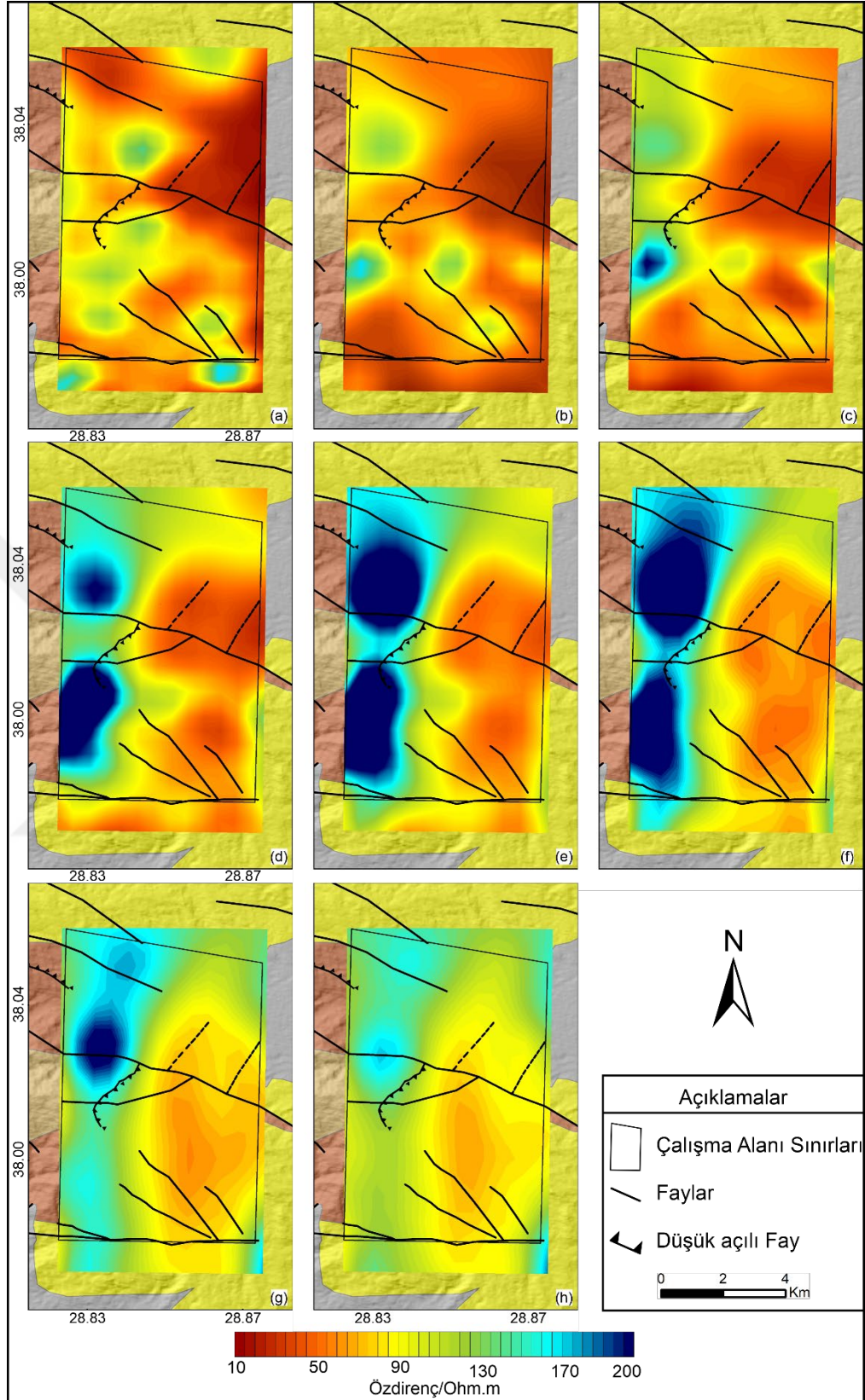
Şekil 4.94. Pr11 ters çözümünden elde edilen özdirenç modeli



Şekil 4.95. Pr11 Profilinde 11006 ve 11009 istasyonları için ters çözümünden elde edilen eğriler.

2B Ters Çözümünden Elde Edilen Kat Haritaları

2B ters çözüm sonucu elde edilen özdirenç değerleri uzamsal olarak doğru yerlerine koyularak derinliğe bağlı özdirenç kat haritaları üretilmiştir (Şekil 4.96).



Şekil 4.96. 2B Occam Ters çözüm sonucu elde edilen özdirenç derinlik haritaları, (a) 100 m, (b) 250 m, (c) 500 m (d) 1000 m (e) 1500 m (f) 2000 m, (g) 3000 m, (h) 4000 m.

Özdirenç kat haritaları altında daha önce Jeoloji bölümünde anlatılmış olan jeoloji haritası koyulmuştur. Kat haritalarının üstüne ise mukayese yapabilmek için jeoloji haritasındaki faylar (Şekil 4.96 siyah kalın çizgiler) yerleştirilmiştir. Özdirenç kat haritaları 100 m derinlikten başlayarak çeşitli derinlikler için alınmış ve 4000 m derinlikte son bulmuştur. Kat haritalarında çizdirilirken, 2B ters çözüm işleminden elde edilen özdirenç değerleri, en düşük 10 ohm.m ve en yüksek özdirenç değeri 200 ohm.m ile sınırlandırılarak çizdirilmiştir. 100 m derinlik kesitine bakılacak olursa en küçük özdirenç değeri 10 ohm.m en yüksek özdirenç değeri ise 130 ohm.m dur. Ayrıca yüzey jeoloji ile oldukça uyumlu gözükmektedir. Özellikle Bölmekaya Fayı (BF) nın hemen güneyinde özdirenç değişimi görülmektedir. Sahanın yine kuzey doğusunda ve Bölmekaya fayının kuzeyinde yer alan iletken bölge ile kuvaterner alüvyon sınırları oldukça uyumludur. 500 m derinlik kesitine bakıldığı zaman sahanın güneyinde yer alan Kızıldere Fayını (KDF) belirtisi görülmektedir. 500 m derinlik kesiti ve daha derindeki kesitlerde çalışma alanının güneyinde KDF ile sınırlanan batıya doğru ise Acıdere fayı ile sınırlanan, yaklaşık kuzey-güney doğrultulu dirençli bir birim görülmektedir. Bu dirençli birimin özdirenci 100 – 200 ohm.m civarlarındadır ve nerdeyse tüm çalışma alanı boyunca görülmektedir.

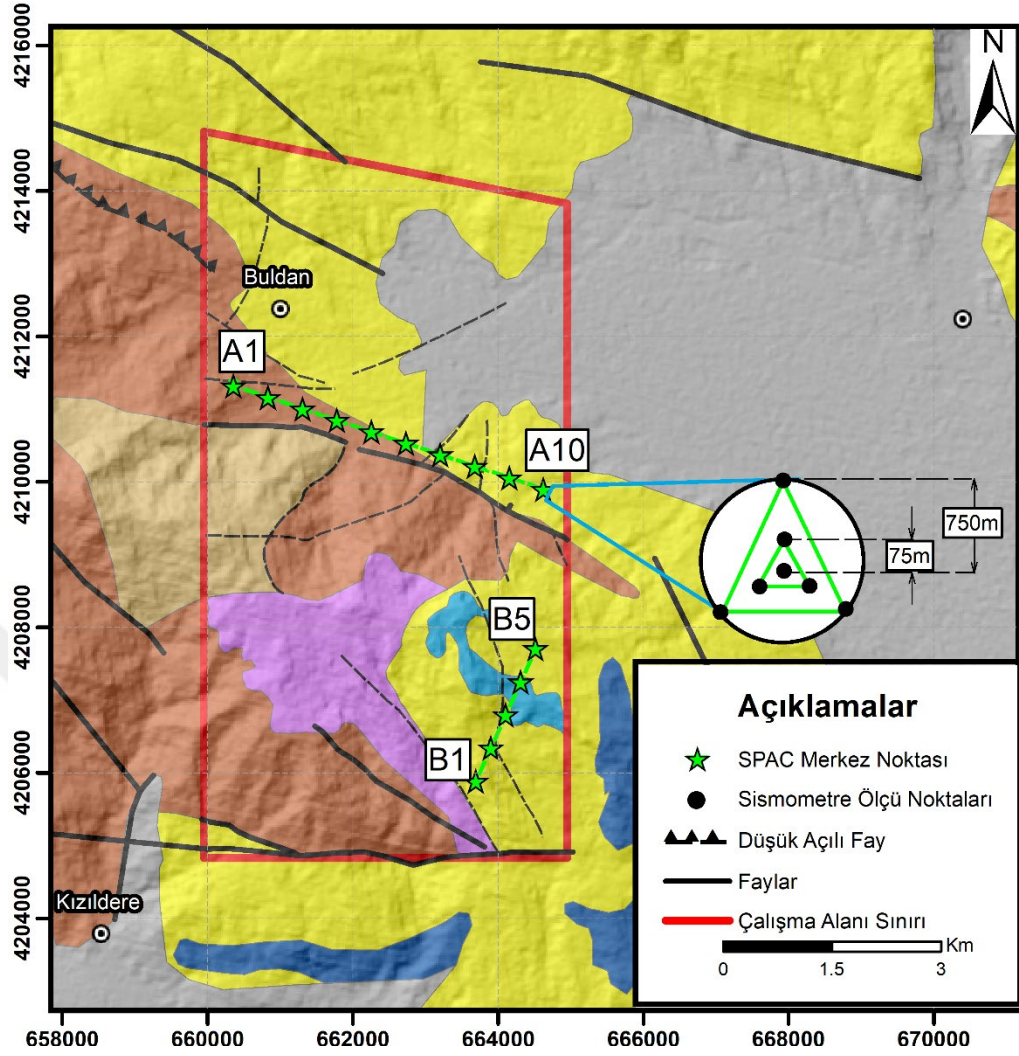
4.3. SPAC Çalışmaları

Mikrotremör dizilim yöntemi (Microtremor Array Method-MAM), ortam gürültü (Ambient noise) dalgası alanının üç bileşenli kaydını kullanarak Rayleigh dalgasının dağılım eğrilerini elde etmek için kullanılabilir (Aki, 1957; Tokimatsu, 1997; Wathelet vd., (2007; 2008). Küçük dizilime sahip pasif sismik araştırmalar geleneksel aktif sismik araştırmalara bir alternatif olmuştur ve günümüzde kullanımı giderek artmaktadır (Ishida vd., 1998; Miyakhosi vd., 1998; Yamanaka, 1998; Scherbaum vd., 2003). Mikrotremör kayıtları ile yüzey dalgalarının analizi giderek yaygınlaşmasına rağmen, hangi analiz yönteminin daha iyi olduğu, hangi dizilimin daha iyi sonuç verdiği, hangi cihazların kullanılması gerektiği gibi sorular halen tartışmalıdır (Bard vd., 2005).

SPAC yönteminin en önemli avantajları, yerinde kullanımının ve kurulumunun kolay olmasıdır. Genelde en az dört alıcıya sahip daire dizilim geometrisi ile düşük

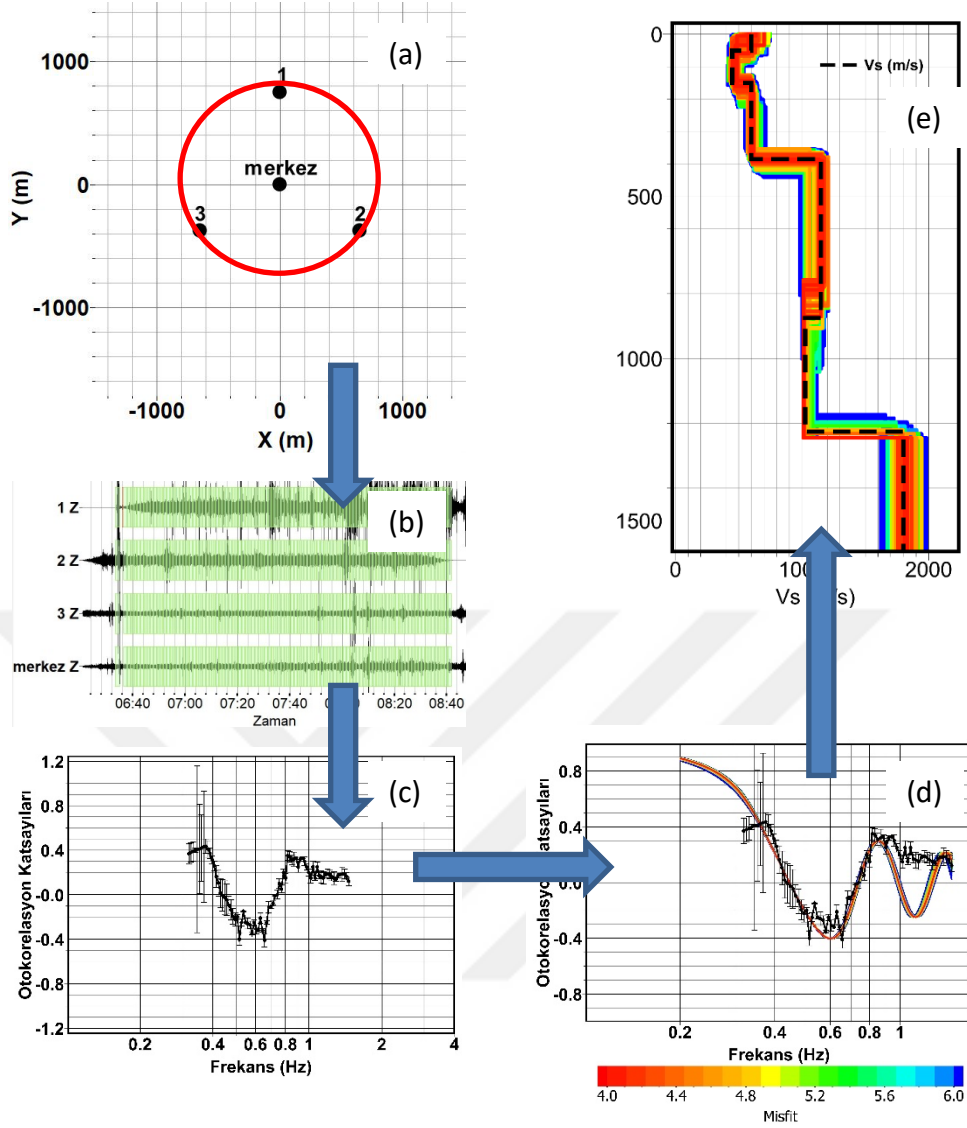
frekanslarda bile faz hızı tespit edilme kapasitesine sahiptir (Okada 2003). Okada (2003) MAM dizilimi pratikte kullanırken, merkezde bir sismometre veya titreşim ölçer ve çevresine minimum 3 adet eşit açılarla yerleştirilmiş alıcılar ile yapılmasını önermiştir. Arazi çalışmaları Foti vd., (2018) ve Bard vd., (2004; 2005) de detaylarıyla anlatılan prensip ve esaslara dayanılarak gerçekleştirilmiştir. Gürültü kayıtları, 4 adet 24 bit A/D (Analog/Dijital) dönüştürücüye sahip Gerçek Broadband hız ölçer Güralp CMG-6TD ile gerçekleştirilmiştir. Cihaz 30sn-100Hz frekans aralığındadır. Tüm kayıtlar 100hz örnekleme aralığıyla toplanmıştır. Zaman senkronizasyonu için yine aynı markanın tedarik ettiği GPS kullanılmıştır. Sismometreler ölçü alımı esnasında dış etkenlerden kaynaklanan etkileri azaltmak için, her ölçü noktası için önceden 50cm kadar çukur kazılmış, daha sonra açılan bu çukura sismometre yerleştirilmiş, üzeri şeffaf sera naylonu ile kaplanmış ve naylonun üzeri toprakla örtülmüştür. Merkezdeki sismometrenin etrafında 60 derece Aralıklarla, 1. Sismometre merkeze göre tam kuzeyde olacak şekilde, 3 sismometre daha yerleştirilmiştir. Aynı merkezin etrafında, **kayıt zamanları farklı olarak**, 2 farklı daire üzerinde ölçüler toplanmıştır (dairelerin yarıçapları $r_1=75$ m ve $r_2=750$ m). A ve B olarak isimlendirilen 2 adet profil üzerinde (Şekil 4.97, Kesikli yeşil çizgiler) toplamda 15 adet SPAC ölçüsü alınmıştır. A profilinde 10 nokta, B profilinde 5 nokta bulunmaktadır.

A profili üzerinde noktalar A1 den A10 a kadar isimlendirilmiştir. Ölçü noktaları arası 500 m dir. Profilin toplam uzunluğu 4500 m dir. A1, A2 ve A3 noktaları Buldan şehir merkezine yakın olduğu için r_2 yarıçaplı ölçüler 650 m olarak alınmıştır. Diğer tüm noktalarda $r_2 = 750$ m dir. B profili ise toplamda 5 ölçüm noktasından oluşur. Ölçü noktaları arası 500 m dir. Toplam profil uzunluğu ise 2000 m dir. Dispersiyon eğrilerini (veya SPAC) elde edilişi esnasında alıcı dizilimi ve geometrisi önemlidir. Ancak elde edilecek dispersiyon eğrisinin güvenilebilir en düşük frekansının ne olacağı hakkında bazı tartışmalar bulunmaktadır. Bazı araştırmacılar, ölçülen gürültü kayıtlarından elde edilen rezonans frekansının (HV analizi), elde edilecek dispersiyon eğrisinin en düşük frekansından biraz büyük olabileceğini söylemişlerdir (Okada, 2003; Roberts ve Asten, 2004; Scherbaum vd., 2003; Di Giulio vd., 2006).



Şekil 4.97. SPAC arazi çalışma haritası.

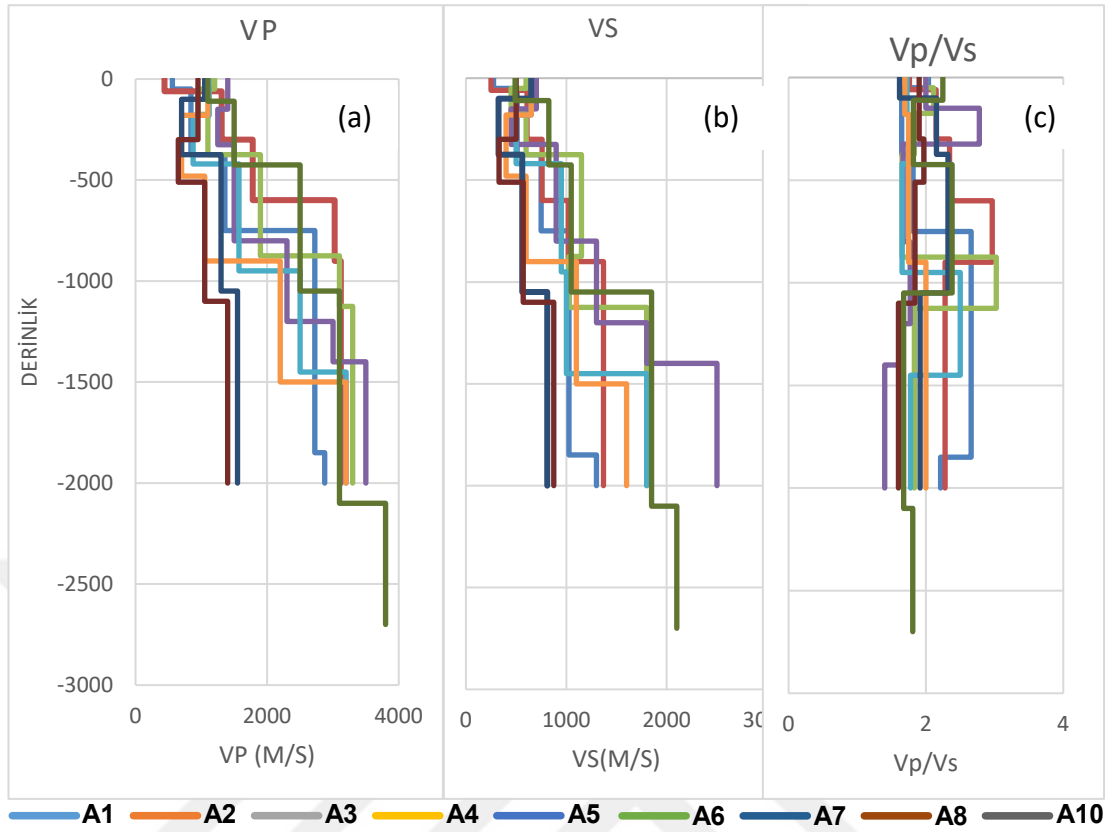
Bu araştırmaların tersine, rezonans frekansının daha da altına inebilen dispersiyon eğrileri elde edilebileceğini söylemiştir (Satoh vd., 2001; Wathelet vd., 2008). SPAC ölçülerinin arazide nasıl alındığı ve değerlendirildiğine dair şematik gösterimi Şekil 4.98'de görülmektedir.



Şekil 4.98. (a) SPAC dizilimi arazi krokisi. (b) Zaman serisi gürültü kayıtları ve pencereleme (c) SPAC katsayılarının elde edilmesi. (d) SPAC katsayıları ile düz çözüm (e) Yeraltı hız modeli.

Geopsy yazılımında arazi ölçü noktalarının koordinatları tanımlanır. Daha sonra bu koordinatlara uygun bir veya birkaç halka (ring) eklenir. Birden fazla halka eklemek için, aynı anda ölçü alan çok sayıda alıcının olması لازمdır. Bu çalışmada toplamda 5 sismometre ile çalışılmıştır. Dolayısıyla bir seferde sadece bir adet halka tanımlanmıştır. Daha sonra SPAC katsayılarını elde etmek için pencere seçimi gereklidir (Şekil 4.98b). Pencere seçimi önemlidir çünkü seçilecek pencere uzunluğunun inilebilecek en düşük frekans değeri üzerinde doğrudan etkisi vardır. Bu çalışmada Şekil 4b de görüldüğü üzere 100sn'lik pencereler kullanılmıştır. Pencereler

%5 olarak üst üste bindirilmiştir. Pencereleme işlemi esnasında her pencerenin %10 törpülenmiş daha başka bir filtreleme kullanılmamıştır. Bu işlemlerden sonra SPAC eğrisi elde edilmiştir. Ölçü alınan 15 noktanın 14'ünde makul kabul edilebilecek SPAC katsayıları elde edilirken sadece A profili A9 ölçüsünde elde edilememiştir. Elde edilen SPAC katsayıları yine Geopsy yazılımının alt yazılımlarından olan Dinver yazılımı ile düz çözümü aranmıştır. Yazılımında düz çözüme başlamadan önce yeraltına ait en az bir tabaka için parametrelerinin tanımlanması gerekmektedir. Bunlar; Vp hızı, Vs hızı, Tabaka kalınlığı, Poisson oranı ve Yoğunluktur. Her tabaka için bu parametrelerin hangi sınırlarda aranacağı (alt ve üst limitleri) belirtilmeli veya sadece tabaka sayısı girilerek bu parametreler için çok geniş bir aralık tanımlanabilir. Dinver yazılımı düz çözüm için oldukça esnek bir yapıya sahiptir. Örneğin çözüm, bir tabaka Vp hızı, bir tabaka Poisson oranı, bir tabaka yoğunluk ve 5 tabaka Vs hızı için çözüm aranabilir. Dispersiyon eğrisinden (veya SPAC katsayılarından) yeraltı hız modeli hesaplanırken genellikle dört parametre kullanılmıştır. Bunlar Vs, h (tabaka kalınlığı), Vp ve yoğunluktur. Bu parametreler içinde yoğunluk en az etkiye sahiptir ve tüm tabakalar için sabit kabul edilebilir. Vp hızı ise genelde bir değere sabitlenip kullanılır ve yeraltı modeli için tabaka kalınlığı ve Vs hız dağılımı incelenir (Herrman, 1994). Herrman (1994) Vp ile Vs hızının Poisson oranı ile birbirlerine bağlı olsalar bile Vp hızının dispersiyon eğrisi üzerinde (veya SPAC katsayıları üzerinde) bir etkisi olmadığını söylemiştir. Ancak Wathelet (2008) bazı durumlarda, özellikle Poisson oranının 0.3'den küçük olduğu masif ve sert kayaç ortamlarında bunun doğru olmadığını, ayrıca Vp hızlarının da yeraltı hız modelleme çalışmalarında kullanılması gerekliliğini göstermiştir. Yine aynı çalışmasında dispersiyon eğrisi yerine SPAC katsayılarının doğrudan kullanılabileceğini ayrıntılarıyla göstermiştir. Bu çalışmada yeraltı modeli elde etmek için doğrudan SPAC katsayıları kullanılmıştır. Çözümler 5 tabakalı yeraltı modeli için elde edilmeye çalışılmıştır. Eğer elde edilen sonuçların misfit değerleri yüksek ve makul bir sonuç değilse çözüm, tabaka sayısı ve parametre sınırları değiştirilerek tekrar aranmıştır. A profili toplamda 10 SPAC noktadan oluşmaktadır. A profili için elde edilen yeraltı hız modelleri Şekil 4.99'da görülmektedir.



Şekil 4.99. A Profili için elde edilen a) Vp hız modelleri, b) Vs hız modelleri, c) Vp/Vs oranları

A1, A2 ve A3 noktalarında (Şekil 4.99a, b, c, sırasıyla mavi, kırmızı ve gri çizgiler) elde edilen modeller hızlar ve Vp/Vs oranları bakımından benzerlik göstermektedir. Yüzeyden yaklaşık 400 m derinliğe kadar ortalama 1000 m/s Vp ve ortalama 550 m/s Vs hızı bulunmaktadır. Bu derinliklerde A1 noktasındaki Vp/Vs oranı 1.6 iken A2 ve A3 noktası altındaki derinliklerde bu oran 2.1 seviyelerindedir. Bu tabakanın altında 500 m derinliğe kadar inen ve Vp hızı 1400 m/s, Vs hızı ise 700 m/s civarında olan bir tabaka vardır. Bu tabaka ait Vp/Vs oranı ise A1 ve A3 noktası altında 1.9 iken A2 noktası altında 2.1 dir. 600 m derinlikten 900 m derinliğe kadar olan 3. Tabakada A1, A2 ve A3 noktası altındaki Vp hızları sırasıyla 2750, 3050 ve 1900 m/s ve Vs hızları ise 1025, 1020 ve 1150 m/s dir. Vp/Vs oranları ise sırasıyla 2.6, 2.9 ve 1.6 dir. 900 m derinliğin altında A1, A2 ve A3 noktaları altındaki Vp hızı 3100 m/s nin üzerine, Vs hızı ise 1300 m/s nin üzerine çıkmıştır. Vp/Vs oranı ise A1 ve A2 noktası altında 2.2 iken A3 noktası altında ise 3 civarındadır.

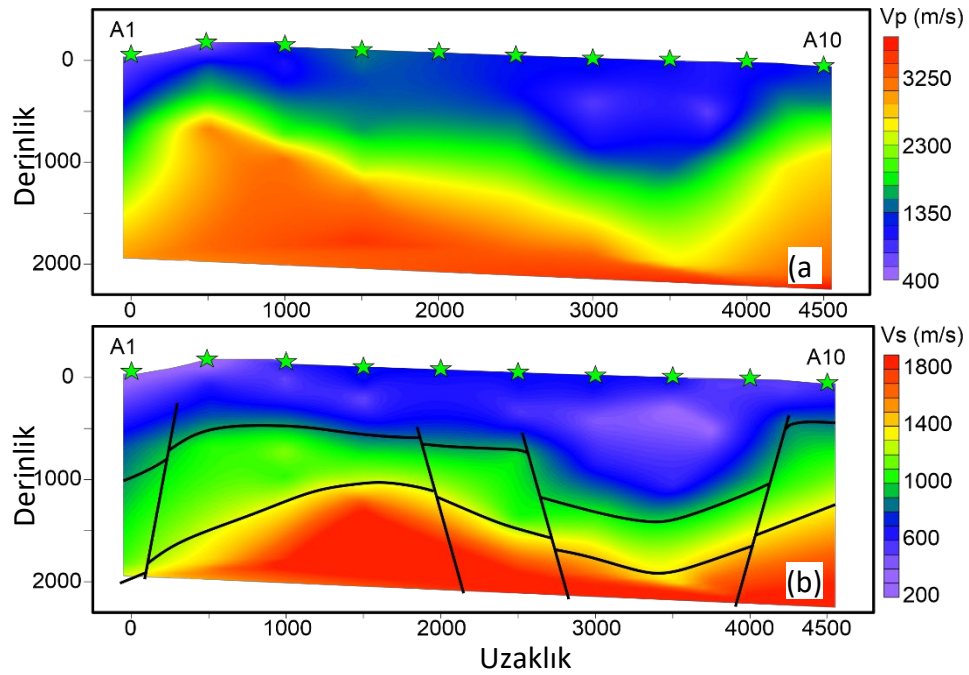
A4, A5 ve A6 noktaları yer altı hız modelleri benzerlik gösterdiği için beraber ele alınıp yorumlanabilir. Yüzeyden 150 m derinliğe kadar olan 1. Tabakada Vp hızları, 1100 m/s ile 1400 m/s arasında değişirken, Vs hızları 700 – 650 m/s arasında değişmektedir. Bu tabakada Vp/Vs oranları ortalama 1.8 civarındadır. 1. Tabakanın altında düşük hız tabakası kabul edilebilecek, görece daha düşük Vp, Vs hızları elde edilmiştir. Bu tabakaya ait sismik hızlar, Vp 700-1200 m/s arasında, Vs hızı ise 350-700 m/s arasında değişmektedir. 3. Tabakanın derinliği 400 m civarındadır. Bu tabakaya ait Vp hızları A4 ve A5 noktasında 1500 m/s civarı iken, A6 noktasında 1050 m/s dir. Yine bu tabakaya ait Vs değeri, A4 ve A5 noktasında 900 m/s iken, A6 noktasında ise 600 m/s dir. Vp/Vs oranları ise A4, A5 ve A6 noktalarında sırasıyla 2.7, 1.75 ve 1.75 dir. 3. Tabaka derinliği ise 850 m civarındadır. Bu tabakaya ait Vp hızları 3 noktada da birbirine yakın ve A1 den A3'e sırasıyla 2300, 2500 ve 2200 m/s dir. Vs hızları ise yine sırasıyla 1300, 1000 1100 ms/s dir. Bu tabakadaki Vp/Vs oranları ise 1.7, 2.5 ve 2 dir. 4. Tabaka derinliği yaklaşık 1450 m dir. 5. Tabakaya ait Vp hızları 3 noktada da birbirine yakın ve 3200 m/s civarındadır. Vs hızı ise A4 noktasında 2500 m/s civarında iken A5 ve A6 noktalarında 1700 m/s civarındadır. Vp/Vs oranı ise 1.9 civarındadır.

A7 ve A8 noktalarında (Şekil 4.99a, b, sırasıyla koyu mavi ve koyu kırmızı çizgi) diğer noktalara görece daha düşük hızlar elde edilmiştir. Yeraltı hız modelleri 4 tabakalı olup benzerlik göstermektedir. A7 ve A8 noktalarında, yüzeyden 200 m derinliğe kadar Vp hızları 1000 m/s civarında iken Vs hızı 650 m/s civarında, Vp/Vs oranı ise 1.5 dir. Bu tabakanın altında ise Vp hızı 700 750 m/s civarına düşerken Vs hızı 500 m/s civarına düşmektedir. Vp/Vs oranı ise 1.5 dür. 3. Tabaka A8 ve A9 noktaları Vp hızları sırasıyla, 1300 m/s ve 1050 m/s, Vs hızı ise ortalama 550 m/s civarındadır. Vp/ Vs oranı ise 2.3 ve 1.9 dur. 4. Tabaka hızları ise, Vp 1550 m/s, Vs hızları ise 850 m/s civarı bulunmuştur. 4. Ve son tabakanın Vp hızı 1550 ve 1400 m/s, Vs hızları ise 810 ve 875 m/s dir. Vp/Vs oranı ise 1.9 ve 1.6 olarak bulunmuştur.

A profilinde elde edilen Vp ve Vs hızlarının görsel olarak daha anlamlı olması için, derinliğe göre elde edilen Vp, Vs hızları ve bu hızlara bağlı Vp/Vs oranları, noktaların yanal yöndeki konumlarına bağlı olarak gridlenmiş ve yeraltı hız kesitleri çizdirilmiştir (Şekil 4.100a, b). Vp hız modeline göre (şekil 4.100a) yeraltı 3 tabakalı olarak

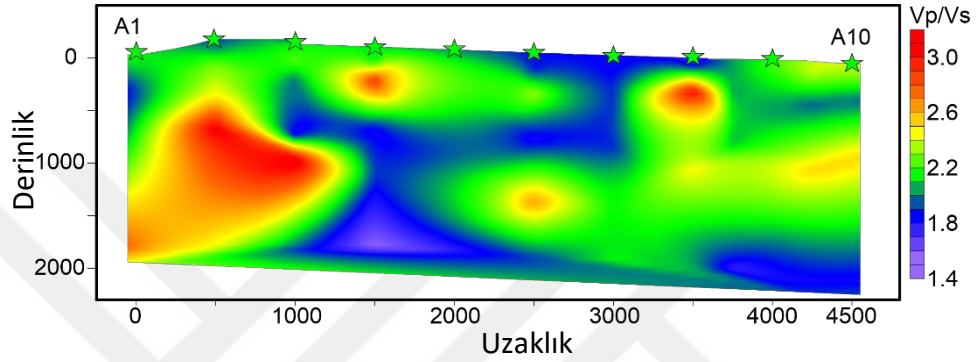
düşünülebilir. Birinci tabaka Sarayköy formasyonu olduğu düşünülmektedir. Bu tabakanın derinliği A1 ve A2 noktaları altında en incedir (~300 m). A1 noktasından A10 noktasına doğru gidildikçe derinliği artmaktadır. Genel olarak bu tabakanın Vp hızı A1, A2 noktaları altında 500 m/s iken Vs hızı 250 m/s civarındadır. A4 noktası altında Vp hızında bir yükseliş görülürken Vs hızında bir artış görülmemektedir. A7 noktası altında, yaklaşık 800 m ile bu tabaka en kalın noktasına ulaşmaktadır.

Bu tabakanın altında, Vp hızı 1600-2000 m/s ve Vs hızı 900-1100 m/s arasında olan bir tabaka bulunmaktadır. Bu tabakanın altında ise Menderes Masifine ait olduğu düşünülen, Vp hızı 3000 m/s, Vs hızı 1500 m/s üzerinde olan birim bulunmaktadır. Bu tabakanın en derin yeri A7 ve A8 noktaları altında, 2000 m civarlarındadır. En sığ yeri ise A2 ve A3 noktaları altında ve yaklaşık 1000 m civarındadır. Şekil 100b de, Vp ve Vs hız modellerinin birlikte yorumlanması ile üretilen tabaka sınırları ve Fay yorumları (Siyah Kalın çizgi) görülmektedir. A5 ve A6 noktaları arasında yüzeiden yaklaşık 750 m derinde olduğu düşünülen bir fay izi açıkça görülmektedir. A6 noktasının doğusunda A9 noktasının altına gelen ve Vp ve Vs hız kesitlerinde açıkça görülen bir normal fay izi görülmektedir. Düşey atımı ise 1000 m kalınlığındadır.



Şekil 4.100. A Profili için (a) Vp (b) Vs hız kesitleri.

Şekil 100'e benzer bir şekilde Vp, Vs hız oranlarında görsel olarak daha anlamlı olması için, elde edilen sonuçlar gridlenerek A profiline ait yeraltının Vp/Vs oranı kesit olarak çizilmiştir (Şekil 101). Bu kesit incelendiğinde Vp/Vs oranının 2'den küçük değerleri ağırlıklı mavi renk, 2-2.5 arası yeşil ve sarı renk ve 2.5'den büyük değerler kırmızı renk ile gösterilmiştir. Vp/Vs oranının 1.5'a yakın değerleri gaza doymun alanlar ve kaya ortamlarda sismik hız oranı 2.5 civarında ve daha büyük değerler, suya doymun olarak yorumlanabilir.



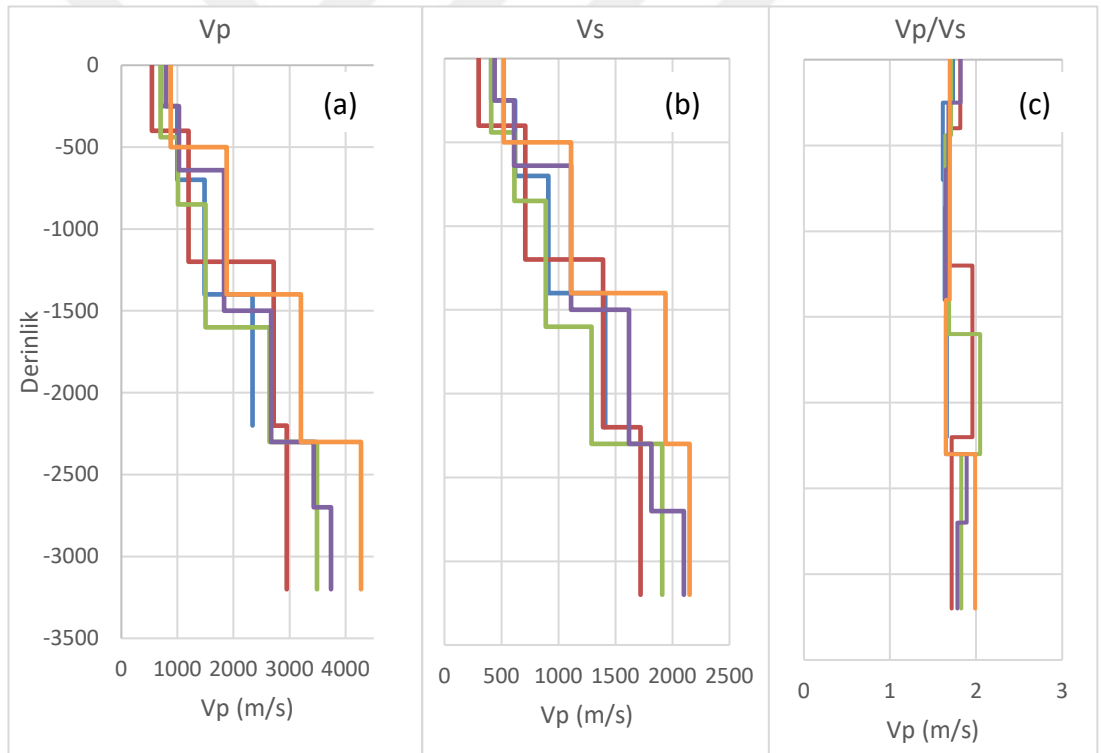
Şekil 4.101. A Profili için Vp/Vs hız oranları.

A1 den A3 noktasına kadar, yüzeyden 500 m derinliğe kadar Vp/Vs 2 civarlarında iken bu derinlikten modelin sonuna kadar Vp/Vs oranı 3'e kadar yükselmektedir. A3 noktasından A6 noktasına kadar yüzeyden 500 m derinliğe kadar Vp/Vs oranı 2 ile .7 arasındadır. Yine aynı aralıkta 500 m derinlikten sonra bu oran 1.7 – 1.9 arasına gerilemektedir. A6 noktasından A10 noktasına kadar olan bölümde genel olarak Vp/Vs oranı 2.1 ile 2.6 arasındadır.

B profilinde elde edilen hız modelleri genel olarak, derinlikle artan hız modelleridir. B1 noktası yeraltı hız modeli (Şekil 4.102 a, mavi çizgi) 4 tabakalı olarak tespit edilmiştir. Yüzeyden 250 m derinliğe kadar Vp hızı 710 m/s, Vs hızı 410 m/s, Vp/Vs oranı ise 1.7 dir. 250 m derinlikten 710 m derinliğe kadar Vp hızı 1000 m/s, Vs hızı 620 m/s, Vp/Vs oranı ise 1.6 dır. Son tabakanın Vp hızları sırasıyla 1485 m/s ve 2340 m/s, Vs hızları ise 910 m/s ve 1410 m/s, Vp/Vs oranları ise 1.6 ve 1.65 olarak tespit edilmiştir.

B2 noktasında hız yeraltı hız modeli 4 tabakalı olarak elde edilmiştir. Elde edilen derinlik değerleri sırasıyla, 400, 1200, 2200 dır. Birinci tabakadan dördüncü tabakaya kadar Vp hızları sırasıyla, 545 m/s, 1200 m/s, 2720 m/s, 2950 m/s ve Vs hızları sırasıyla, 310 m/s, 710 m/s, 1390 m/s ve 1720 m/s olarak belirlenmiştir. Vp/Vs oranları ise sırasıyla, 1.8, 1.7, 1.95, 1.7 elde edilmiştir.

B3 noktasında yeraltı hız modeli beş tabakalı olarak elde edilmiştir. Elde edilen derinlik değerleri sırasıyla, 440 m, 850 m, 1600 m, 2300 m dır. Birinci tabakadan beşinci tabakaya kadar Vp hızları sırasıyla, 700 m/s, 1010 m/s, 1500 m/s, 2640 m/s, 3490 m/s ve Vs hızları sırasıyla, 410 m/s, 615 m/s, 890 m/s, 1290 m/s, 1910 m/s olarak belirlenmiştir. Vp/Vs oranları ise sırasıyla, 1.7, 1.65, 1.68, 2.0, 1.8 elde edilmiştir.

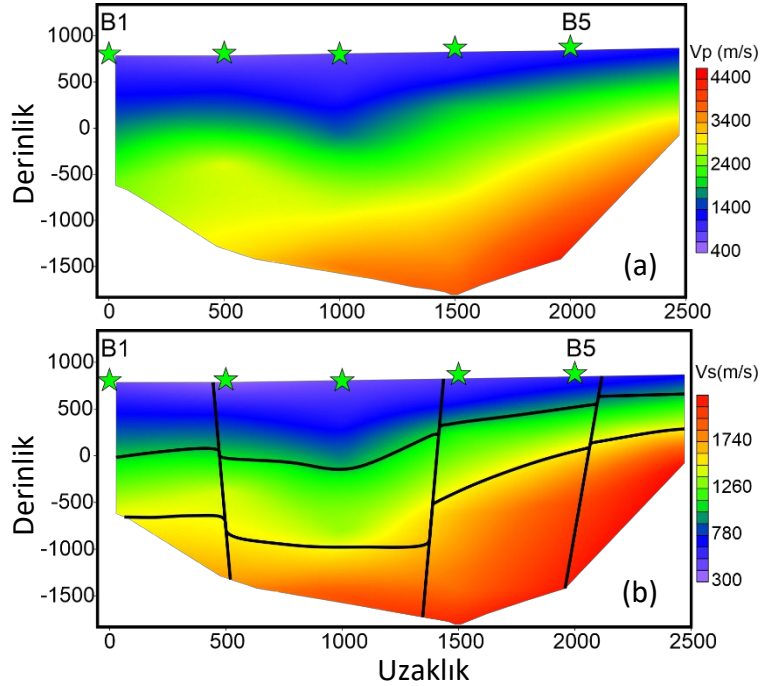


Şekil 4.102. B Profili için elde edilen (a) Vp hız modelleri, (b) Vs hız modelleri, (c) Vp/Vs oranları

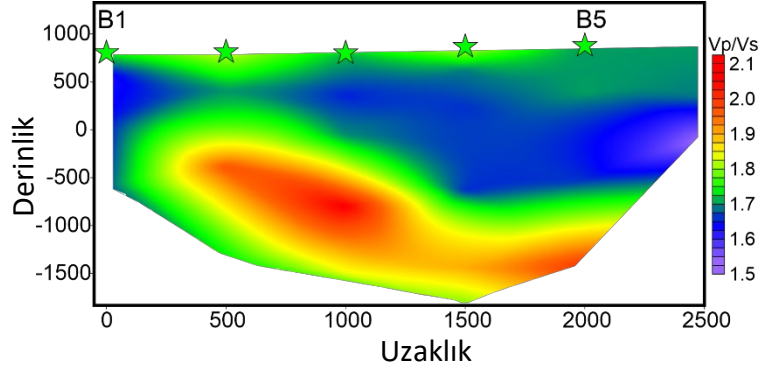
B4 noktası yeraltı hız modeli altı tabakalı, B5 noktası ise dört tabakalı olarak elde edilmiştir ancak yeraltı modeli oldukça benzerlerdir ve dört tabakalı olarak değerlendirilebilir. Buna göre, derinlikler sırasıyla, 500 m, 1450 m, 2200 m

civarındadır. Vp hızları sırasıyla, 880 m/s, 1880 m/s, 3200 m/s, 4200 m/s ve Vs hızları sırasıyla, 520 m/s, 1110 m/s, 1940 m/s, 2150 m/s elde edilmiştir. Bu dört tabakaya ait Vp/Vs oranları ise sırasıyla, 1.7, 1.69, 1.64, 2.0 olarak hesaplanmıştır.

A profiline benzer şekilde, B profili içinde Vp ve Vs hızlarının görsel olarak daha anlamlı olması için, elde edilen sonuçlar yatayda ve düşeyde gerçek konumlarına göre gridlenerek yeraltı hız kesitleri çizdirilmiştir (Şekil 4.103a, b). Şekil 103b de Vp ve Vs hız modellerinin birlikte yorumlanması ile tabaka sınırları çizilmiştir (Şekil 9b, siyah kalın çizgi). Genel olarak B profili üç tabaka olarak değerlendirilebilir. Birinci tabaka Vp 750-1200 m/s, Vs ise 610-680 m/s arasında, ikinci tabaka Vp 2000-2500 m/s, Vs 1250-1400 m/s arasında değişirken üçüncü tabaka Vp 3400-4000 m/s, Vs 1700-2000 m/s arasında belirlenmiştir. B profili genel olarak irdelendiğinde derinlik arttıkça sismik hızların da arttığı gözlenmektedir. Vp ve Vs hızlarından yararlanarak sismik hız oran kesiti Şekil 10 da sunulmuştur. Tüm profil boyunca kalınlığı yer yer değişmekle birlikte genel olarak yüzeyden 500 m derinliğe kadar Vp/Vs oranı 1.5-1.8 aralığında değişirken, bu derinlikten sonra Vp/Vs oranı 2.1-2.2 seviyelerine kadar yükselmiştir. Bu yüksek seviye B2 noktasından B5 noktasına kadar derinliği artarak devam etmiştir.



Şekil 4.103. B Profili için (a) Vp (b) Vs hız kesitleri.

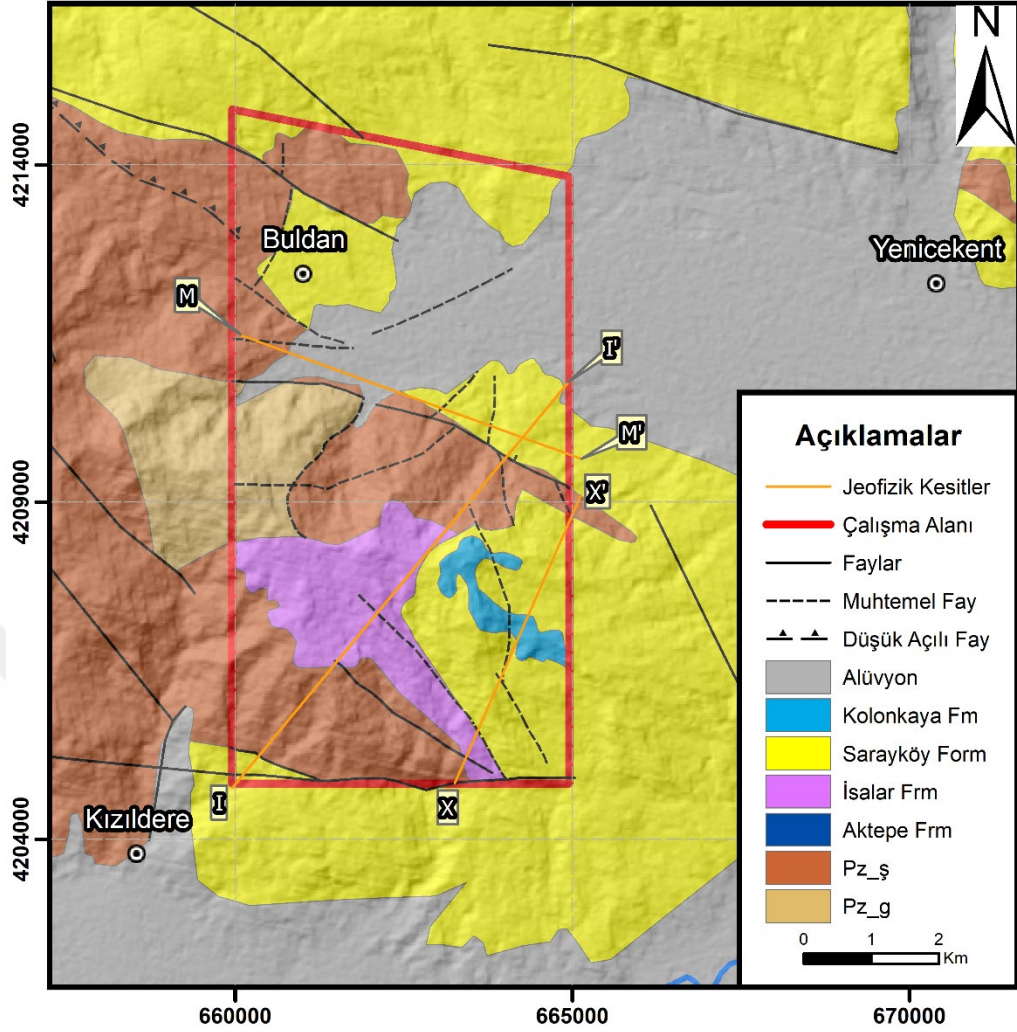


Şekil 4.104. B Profili için derinliğe bağlı V_p/V_s oran değerlerinin dağılımı.

Kaya ortamlar için V_p/V_s oranı 2 civarı ve büyük değerleri suya doymun olarak düşünölebilir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Genişleme tektoniğine maruz kalan horst-graben sistemlerinde ve sıcak akışkan potansiyeli olan havzalardaki genel kanı, sıcak suyun fay ve fayların kesiştiği noktalarda olduğu yönündedir. Ayrıca bu noktaların genelde horst üzerinde değil grabenin üzerinde olacağı yönündedir. Bu çalışmanın gerçekleştirildiği alan buldan horstu üzerindedir. Güney tarafında, Türkiye'nin ilk ve en büyük jeotermal elektrik santrali olan 160 MW güce sahip Kızıldere jeotermal enerji santrali ve sahası bulunmaktadır. İki saha, bu bölgede iyi bilinen ve yaklaşık D-B uzanımlı Kızıldere fayı ile ayrılmaktadır. Çalışma alanını güneyde Kızıldere fayından başlayıp kuzeyde ise Buldan ilçe sınırlarını da içine alacak şekilde kuzeye doğru uzamaktadır. Çalışma alanının güneyinde yaklaşık D-B uzanımlı Bölmekaya fayı bulunmaktadır. Çalışma alanı boyutları ise 5x10 km civarındadır. Yukarıda anlatılan gerekçelerden dolayı Elektrik Özdirenç çalışmaları, gömülü veya muhtemel fayların bulunabileceği yerlere, horst-graben sınırlarının başladığı bölgelere ve Jeolojik olarak sıcak akışkan bulunacağı düşünülen bölgelere odaklanmıştır. Bu çalışma kapsamında toplamda 247 adet DES verisi toplanmıştır. Toplanan 247 adet DES verileri bölüm 4.1 ve Şekil 4.2'de şematik olarak gösterildiği şekilde ölçüler alınmıştır ve iki boyutlu değerlendirmeye uygundur. Toplamda 25 adet EÖT profili oluşturulmuştur. Ancak bu tez kapsamında önemli görülen, 163 DES noktası içeren 17 adet profil, BERT ve 2DDC kodlarıyla değerlendirilmiş ve bölüm 4'de sunulmuştur. EÖT profilleri üzerinden önemli görülen ve seçilen iki adet profil üzerinde toplamda 16 noktada SPAC verileri toplanmış ve değerlendirilmiştir. SPAC noktaları iki farklı iki farklı (75 m, 750 m) yarıçapta olmak üzere her noktada iki adet ölçü alınmıştır. SPAC ölçülerinden hem oto korelasyon katsayıları elde ederken hem de 1B yeraltı modeli elde edilirken açık kaynak kodlu Geopsy yazılımı kullanılmıştır. Tüm sahaya ait daha genel bir yaklaşım yapmak için saha içerisinde 500x500 m aralıklarla MT istasyonlarında ölçüler alınmıştır. MT çalışmasında 11 profil üzerinde 174 istasyonda ise MT verileri toplanmış ve değerlendirilmiştir. Gerçekleştirilen tüm çalışmalar sonucunda sahanın genel durumunu anlayabilmek ve özetleyebilmek için üç farklı güzergahtan (I, M, X) elde edilen tüm jeofizik kesitler karşılaştırılarak yorumlanmıştır. Bu kesitleri gösteren harita Şekil 5.1 görülmektedir.



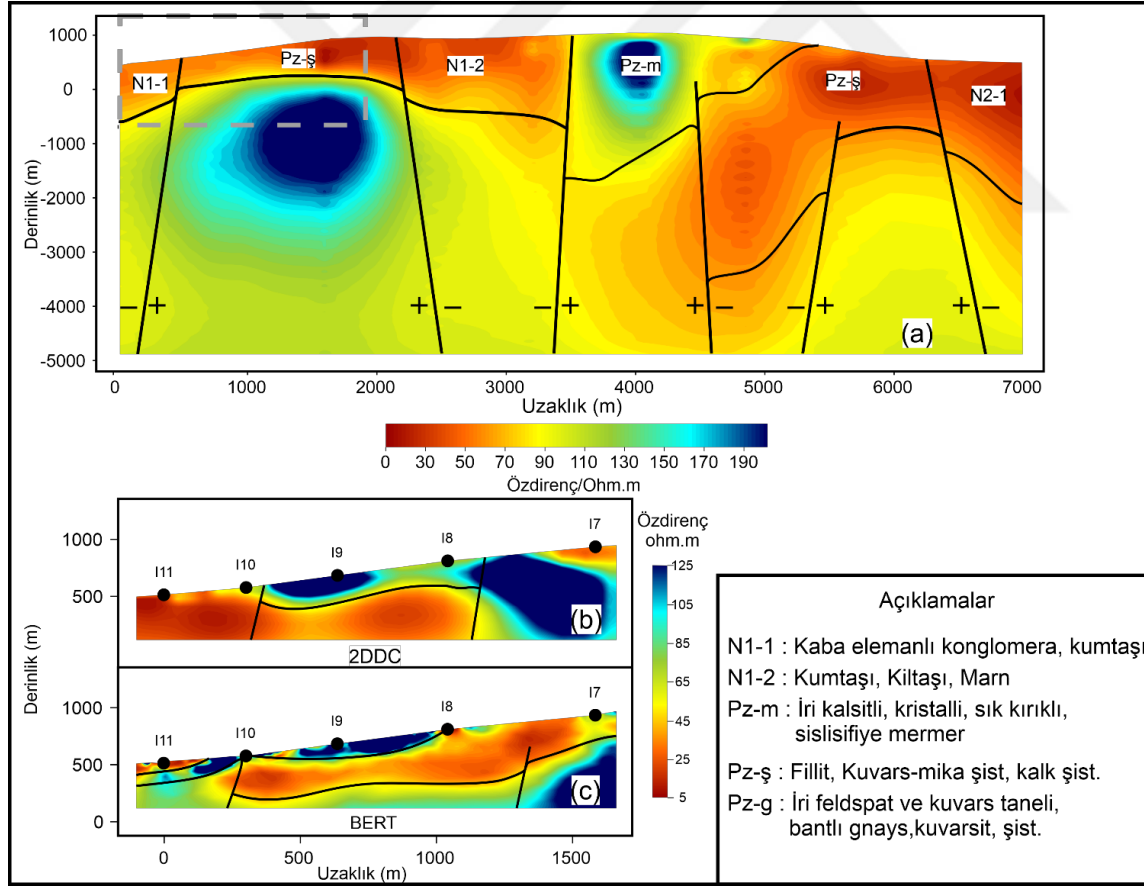
Şekil 5.1. I, X ve M Profillerini gösteren harita.

Sunulacak 3 MT kesiti nin elde edilmesine değinmek gerekirse, kuzey güney yönlü 11 profil boyunca 2B değerlendirmeler sonucu elde edilen gerçek öz direnç değerleri uzamsal olarak 3B yerleştirilerek seçilen hat boyunca kesiti alınmıştır.

I Kesiti

I kesiti GB-KD yönünden Kızıldere fayının önünden başlayıp Bölmekaya fayını kesen, sahadaki tüm jeolojik birimleri temsil edebileceği düşünülerek oluşturulmuştur. I kesiti yaklaşık 7000 m dir. Şekil 5.2.(a) görülen Gri renkli kesikli kalın çizgi, yine Şekil 5.2(b), (c) de görülen EÖT kesitlerinin bu kesit üzerindeki temsil etmektedir. Bu kesit boyunca sahada altı adet fay varlığı ortaya koyulmuştur. Şekil 5.1(a) da öz direnci 0 – 25 ohm.m aralığında (koyu kırmızı alanlar), Şekil 5.1'deki jeoloji haritasında "Pz-ş"

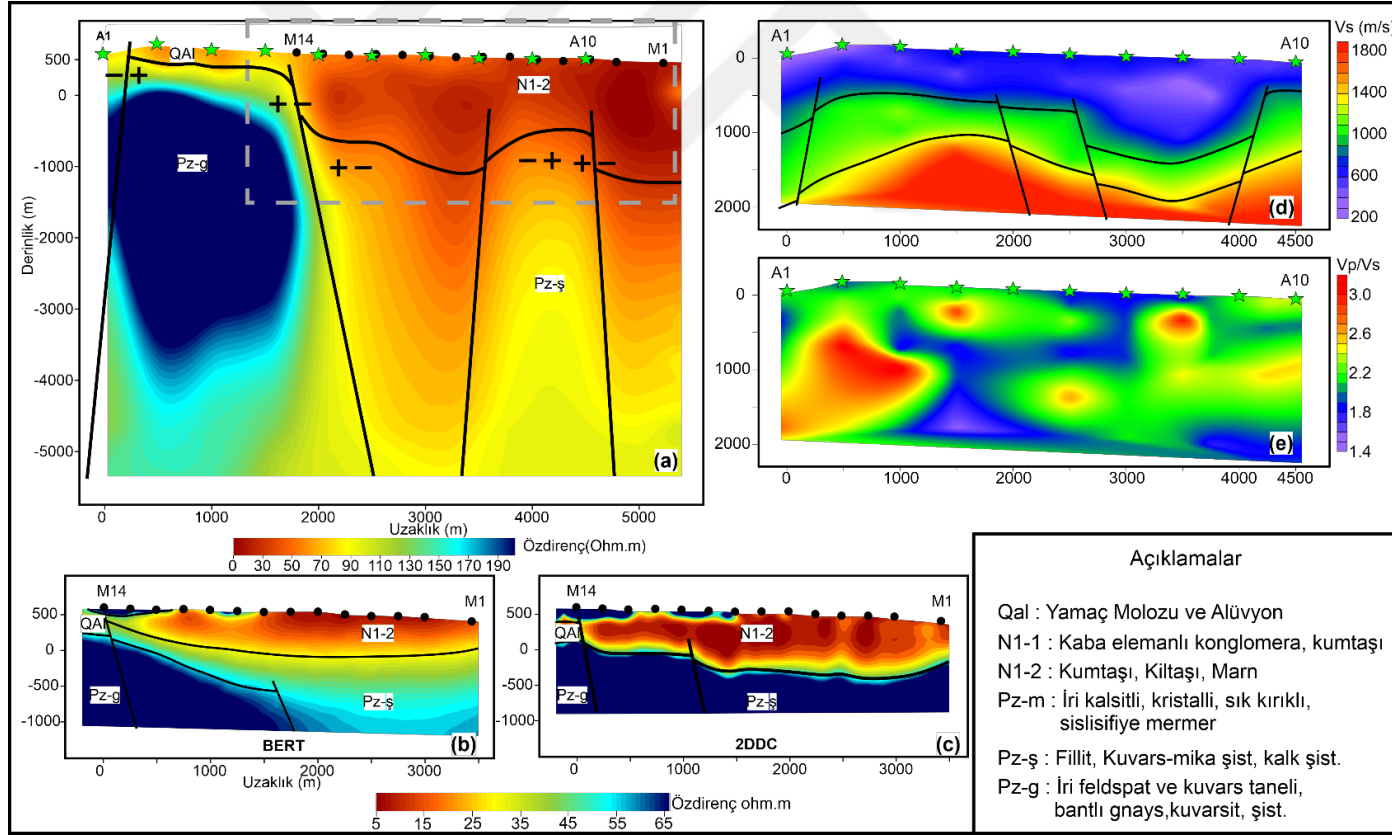
isimlendirilen Paleozoik şist birimlerini, N2-2 simgesiyle gösterilen alanlar ise kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marn ardalanmalarından oluşan Sarayköy formasyonunu temsil etmektedir. Özdirenci 25 – 50 ohm.m arasında olan bölgeler ise konglomera, kiltası, marn birimlerinden oluşan İsalır formasyonu ile ilişkili olduğu düşünülmüş ve Şekil 5.2(a) da N1-2 olarak isimlendirilmiştir. Özdirenci 50-90 ohm.m aralığında değişen alanlar ise kuvarslı şist, 90 ohm.m den büyük değerler ise Menderes masifidir ve “Pz-g” simgesi ile gösterilmiştir. Bu bölgedeki Pz-g birimi jeolojik olarak en yaşlı ve en altta olan, iri feldspat ve kuvars taneli gözlü ve bantlı gnayslardan oluşur. Pz-m olarak isimlendirilen bölge ise çalışma alanında çok fazla yayılımı bulunmayan, yüksek özdirence sahip, yer yer gözlenen, Menderes masifi üyesi olan iri kalsit kristalli, sık mermer birimidir. Şekil 5.1(a) da kesikli dikdörtgen alan içerisinde BERT ve 2DDC kodlarına göre modellenmiş kesitler Şekil 5.1(b) ve (c) de verilmiştir. BERT kodunun sonuçları Şekil 5.1(c) de verilmiştir. Buna göre I-10 ve I8-I7 arasında faylar belirlenmiştir. I-11 noktası altında özdirenci 10 ohm.m civarında olan Pz-ş birimi yaklaşık 100 m kalınlığındadır. Bu tabakanın altında bulunan, yanal yönde de yüzeyleyen, özdirenci 105 ohm.m civarı olan N1-1 bulunur. Bunun altında ise özdirenci 85 ohm.m civarı olan kuvars-mika şist olan Pz-ş birimi bulunmaktadır. I10 – I7 noktaları arasında özdirenci 15 ohm.m civarı olan N1-2 simgesi ile gösterilen kiltası, I9-I8 arasında yüzeyleyen 125 ohm.m özdirençli Pz-m kırıklı mermerin altında devam etmektedir. I7 noktasına doğru bu kiltasının kalınlığı azalmaktadır. I7 noktasındaki kiltasının altında özdirenci 125 ohm.m civarında ve I10-I8 arasında özdirenci 85-105 ohm. Arasında olan içerisinde mermer bulundurabilecek şistler olabilir. 2DDC kodu ile modelin BERT kodu çözümünden farkı özellikle I8-I7 arasında özdirenci 125 ohm.m civarında olan kırıklı mermer biriminin yüzeylemesidir. Şekil 5.1’de jeotermal akışkan açısından en verimli alan olarak Bölmekaya fayının düşen kısmı olan bölgeler olabileceği düşünülmektedir. Bu alanda örtü kalınlığının yüksek olması ve Bölmekaya fayından, Bölmekaya fayına yaklaşık dik yönde türeyen ve L, M, N EÖT kesitlerinde ve MT kesitlerinde görülen kılçık fayların varlığı jeotermal açıdan verimliliği arttıracığı düşünülmektedir.



Şekil 5.2. I Kesiti boyunca elde edilen jeofizik kesitler ve yorumları a) 2B MT kesiti b) 2DDC'den elde edilen model c) BERT'den elde edilen model

M Kesiti

M kesiti sahanın kuzeyinde, Bölmekaya Fayına paralel yaklaşık D-B uzanımlıdır. Bu profil üzerinde EÖT çalışmaları yanı sıra SPAC çalışması da bulunmaktadır. Üç farklı yöntemin sonuçlarının karşılaştırılmasını yapmak ve yeraltını daha iyi aydınlatmak amaçlı tasarlanmıştır. Kesite ait MT, EÖT ve SPAC sonuçları Şekil 5.3. de sunulmuştur. Buradaki MT kesiti ile yaklaşık 5000 m derinliğe kadar çözüm üretilmiştir. MT kesitinde özdirenç değerleri 5-200 ohm.m arasında değişkenlik göstermektedir. Bu kesit ve jeolojik bulgular birlikte değerlendirildiğinde, kesit boyunca 5 adet fay tespiti yapılmıştır. Yatay uzaklık olarak 0-2000 m arasında yüzeyde Qal simgesi ile gösterilen özdirenci 80 ohm.m civarında olan kuvaterner Alüvyon bulunmaktadır. Alüvyon bu bölümde yaklaşık 200-300 m kalınlığındadır. N2-2 ile simgelenen Sarayköy formasyonu ile Alüvyon birbirinden bir fay ile ayrılır. Bu fay derinlerde ise Gnays ve şistleri (Pz-ş, Pz-g) de ayrılmaktadır. Qal biriminin hemen altında Pz-g simgesi ile gösterilen özdirenci 200 ohm.m ve üzerinde olan Gnays görülmektedir. Yatay uzaklık olarak 2000 – 3000 m arasında, özdirenci 20 ohm.m civarında olan ve yaklaşık kalınlığı 500 m olan, N2-2 simgesi ile gösterilen Sarayköy formasyonu bulunmaktadır. Qal ve N2-2 birimlerini ayıran ve Bölmekaya fayına dik yönde gelişen ikincil fayların tespiti MT kesitinde görülmektedir. Bu bölgede Sarayköy formasyonunun (N2-2) özdirenci 20 ohm.m civarındadır. Ayrıca bu bölgede aynı birimin kalınlığı 500-1000 m arasında değişkenlik göstermektedir. Bu örtünün altında Pz-ş simgesi ile gösterilen özdirenci 70 -90 ohm.m arasında olan şistler mevcuttur. MT kesitinde kesikli çizgi ile gösterilen M14 – M1 noktaları arasında iki boyutlu DES çalışması yapılmış BERT ve 2DDC kodlarına göre modeller Şekil 5.3b, c’de sunulmuştur. Bu sonuçlara göre yaklaşık 1500 m derinliğe kadar sonuç üretilebilmiştir. Bu modellerde iki adet fay belirlenmiştir. M14 noktasına yakın fay yüzeyde Qal birimi ile örtülüdür. Değer fay ise Pz-g ve Pz-ş birimlerini birbirinden ayırmaktadır. Özdirenç kesitlerinde yaklaşık kalınlığı 500 m ye varan iletken bir zon ve bu zonun altında özdirenci 50 ohm.m civarında Pz-ş birimine ait şistlerin olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 5.3. M Kesiti boyunca elde edilen jeofizik kesitler ve yorumları a) 2B MT kesiti b) BERT 'den elde edilen model c) 2DDC'den elde edilen model, d) Vs hızı modeli e) Vp/Vs oranı kesiti

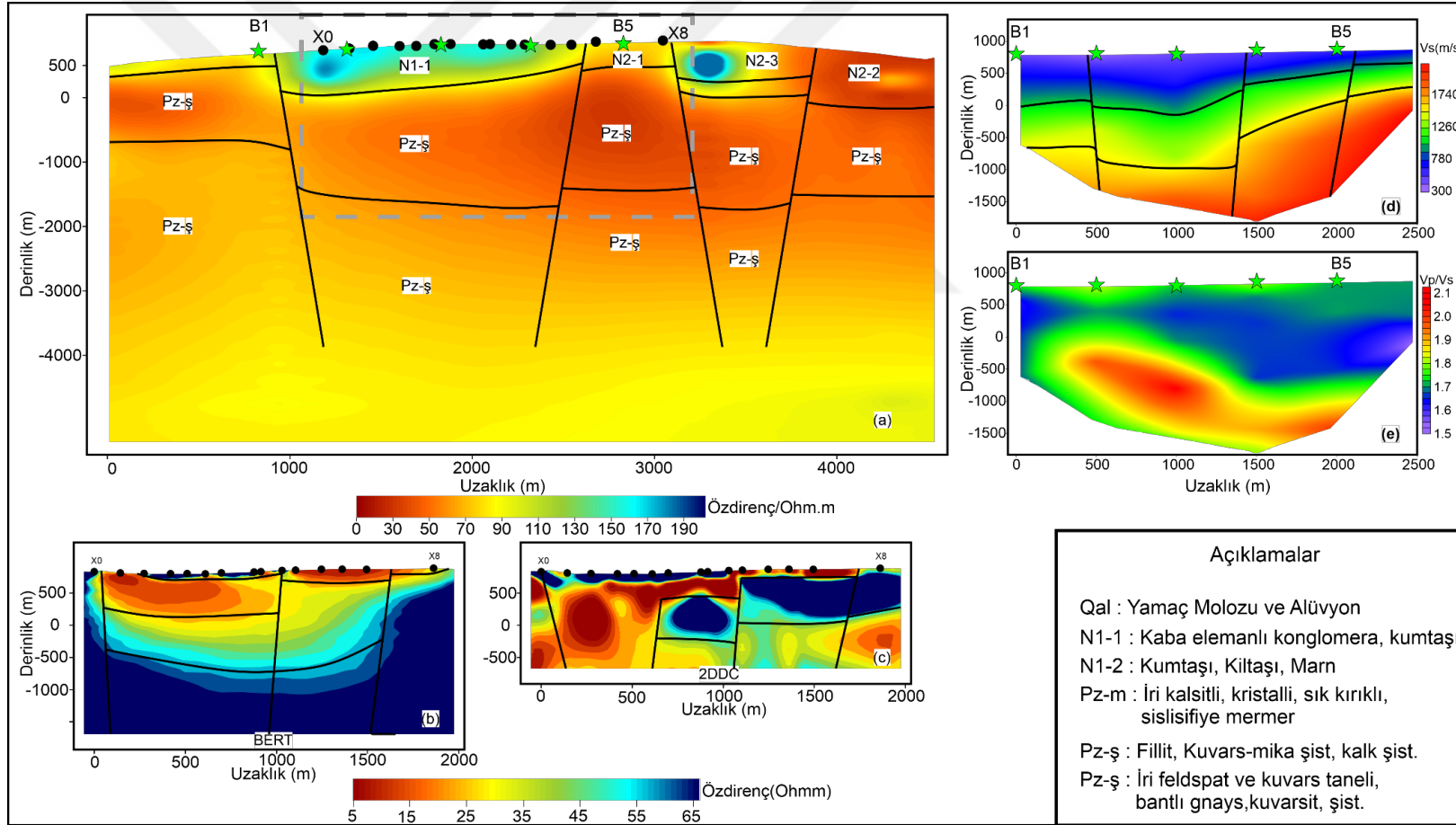
Şekil 5.3c, d ile görülen SPAC çözümüne ait S dalga hızı modeline ve V_p/V_s haritası görülmektedir. MT modelinde elde edilen faylara benzer faylar belirlenmiştir. Hız skalasına baktığımızda 750 m/s S dalga hızına ve yaklaşık 500 – 1000 m kalınlığında ve yüzeyden derine doğru sağlamlaşan bir örtü tabakası olduğu anlaşılmaktadır. Bu örtü tabakasının altında, kalınlığı 500 – 1000 m arasında olan, S dalga hızı 750 – 1250 m/s arasında değişen yumuşak kaya birim ve bunun altında ise 1250 – 1800 m/s arasında sağlam kaya birimleri mevcuttur. Burada yine A6 – A10 noktaları arasında Bölmekaya fayının kılçık fayları arasındaki alanda örtü kalınlığının fazlalığı ve aynı zamanda sismik hız oranının yüksek olması suya doygun bir zon olabileceğini göstermektedir. M kesitinde özellikle SPAC A6 – A10 noktaları, MT de yatay olarak 3000 – 400 m arasında denk gelen bölgeler jeotermal açıdan öneme sahip olduğu düşünülmektedir.

X Profili

Bu profil çalışma alanının güney kısmında, GB-KD yönünde Kızıldere Fayının önünden başlayarak, Kızıldere Fayından türeyen ikincil Acidere ve Gökdere Faylarına dik yöndedir. MT yönteminden elde edilen öz direnç modelinde (Şekil 5.4a) öz direnç değerleri 5-200 ohm.m arasında değişmektedir. Profil Genel olarak iki tabakalı bir ortam izlenimi vermektedir. İkinci tabaka olarak Pz-ş simgesi ile gösterilen şist birimleri bulunmaktadır. Şist biriminin öz direnci 5-80 ohm.m arasında değişmektedir. Ancak bu şist birimi kendi içerisinde düşük ve yüksek öz dirence sahip olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Yanal yönde 1000 – 2500 m arasında Acidere ve Gökdere fayları modelde görülmüş ve çizilmiştir. Bu iki fay arasında açık mavi renkli yaklaşık 150 ohm.m civarında ve yaklaşık kalınlığı 300 – 400 m arasında N1-1 simgesi ile gösterilen konglomera ve çörtlü kireçtaşı olarak yorumlanmıştır. Bu tabakanın altında öz direnci 70 – 90 ohm.m arasında olan şist ve altında öz direnci 30 ohm.m olan iletken şist birimi bulunmaktadır. Yanal yönde 2500 – 3000 arasında yükselen N2-1 simgesi ile gösterilen öz direnci 70 ohm.m civarında yaklaşık kalınlığı 400 – 500 m arasında konglomera, kumtaşı olduğu düşünülmektedir. Bu tabakanın altında Pz-ş simgesi ile gösterilen, öz direnci 20 ohm.m civarı olan şist birimi devam etmektedir. Profilin başlangıcından yaklaşık 3500 yanal uzaklıkta yüzeyde N2-3 ile N2-2 arasında yüzeyleyen bir fay belirlenmiştir. 3500 – 4500 m yatay uzaklık arasında yüzeyde N2-2 simgesi ile gösterilen öz direnci 20 ohm.m olan kıltaşı birimi yaklaşık 1000 m

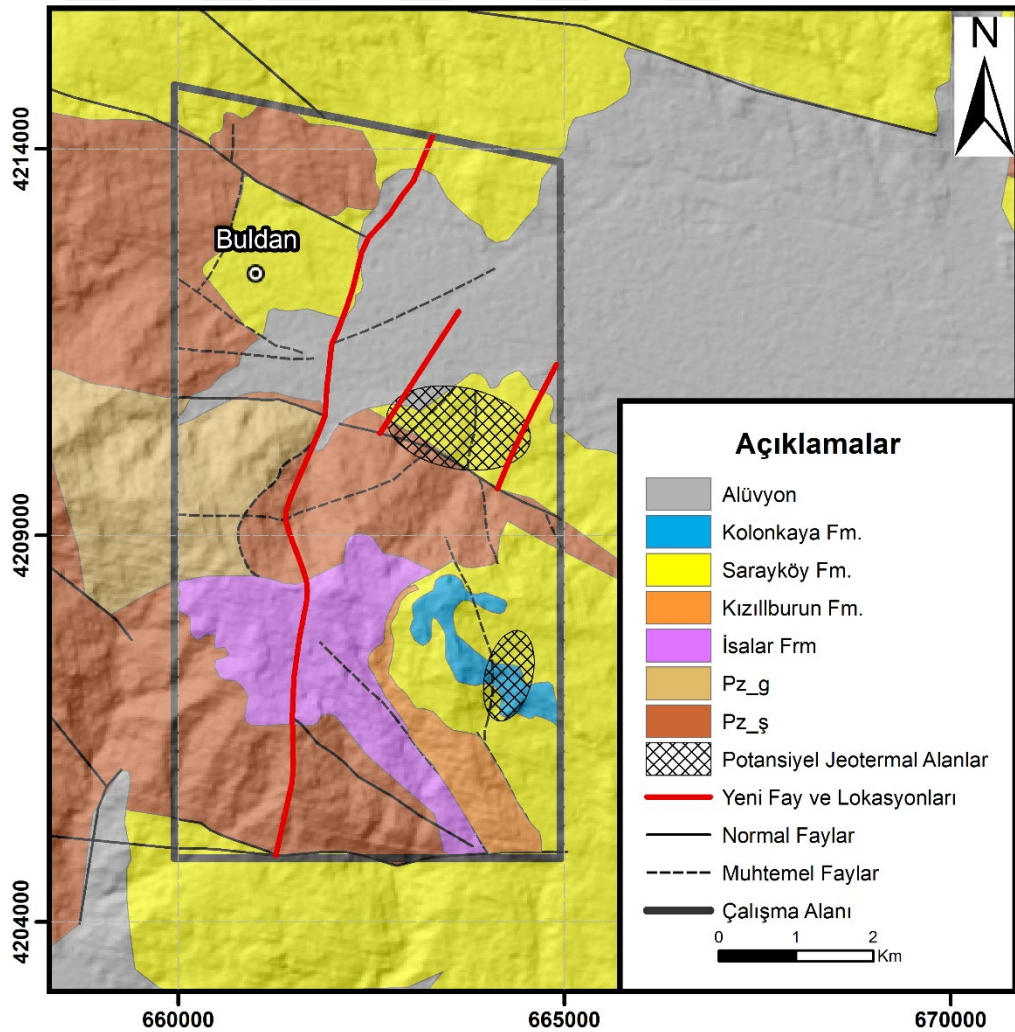
kalınlığındadır. Bu birimin altında Pz-ş simgesi ile gösterilen şist birimi ve onun altında Pz-ş nin kuvars-mika şist birimi yer almaktadır.

MT kesitinde gri kesikli çizgi ile belirtilen alanda 2 boyutlu EÖT çalışmasından BERT (Şekil 5.4b) ve 2DDC (Şekil 5.4c) kodları ile öz direnç modelleri sırasıyla 2000 m ve 1250 m derinlik elde edilmiştir. BERT ve 2DDC öz direnç modelleri 1000 m derinlik için benzer özellikler göstermektedir. Her iki çözümde yüzeyde N2-1 ve N2-2 simgesi ile gösterilen sırasıyla dirençli ve iletken birimler fay ile ayırt edilmiştir. N2-1 biriminin altında iletken Pz-ş ve daha altta (BERT e göre) dirençli Pz-ş birimi görülmektedir. Pz-ş dirençli birimi her iki çözüme göre X8 noktasında yüzeye yaklaşmaktadır. 2DDC koduna göre X0 – X4 noktaları arasında iletken bir ortamın netliği BERT’e göre daha belirgindir. Aynı alanda SPAC çalışması sonucunda elde edilen S dalga hız modeli 3 tabaka olarak belirlenmiş ve birimlerin simgeleri kesitler içerisinde belirtilmiştir. Bu profilde S dalga hızı 750 m/s den küçük birimlerin neojen çökeller, 750 – 1300 m/s arasında olan birimlerin yumuşak kaya ortam, 1700’den büyük olan birimlerin ise sağlam kayalar olarak ifade edilebilir. SPAC çalışmasından elde edilen sismik hız oranı kesitinde özellikle V_p/V_s değerleri 2 ve üzeri olan alanların kaya ortamlar için suya doygun olduğu söylenebilir. SPAC da B2 –B3 noktaları arası öz direnç te X3-X4 noktalarında denk gelmektedir. Dolayısıyla 2DDC öz direnç modeli ile SPAC V_p/V_s modeli birbirini desteklemektedir.



Şekil 5.4. X Kesiti boyunca elde edilen tüm jeofizik kesitler ve yorumları M Kesiti boyunca elde edilen jeofizik kesitler ve yorumları a) 2B MT kesiti b) BERT 'den elde edilen model c) 2DDC'den elde edilen model, d) Vs hızı modeli e) Vp/Vs oranı kesiti

Batı Anadolu bölgesindeki kuzey-güney yönlü genişleme sistemine bağlı olarak gelişen Büyük Menderes Grabeni ve Gediz-Alaşehir Grabeni Buldan ve Sarayköy civarında kesişmektedir. Bu kesişme sonrasında bölge jeolojisini oldukça karmaşık hale getirmiştir. Bu kesişme jeotermal akışkan açısından oldukça verimli alanları oluşturmuştur. Çalışma alanının büyük bir bölümünü Menderes Masifine ait metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Bu metamorfik birimler sahada Gnays, Mikaşist ve Kalkşitler olarak görülmektedir. Büyük Menderes Grabeni ve Gediz Alaşehir Grabeni arasında yükselen Buldan Horstu doğu ucunu oluşturan ve bu grabenlerin kavşağında yer alan bölgenin Menderes masifinin yükselmesine bağlı olarak gelişen ve bölgenin horst – graben gelişimini sağlayan blok faylanmalar meydana gelmiştir. Burada gelişen önemli faylar genelde D-B uzanımlıdır. Ayrıca bu büyük faylara dik veya dike yakın KB-GD yönlü ikincil faylar türemiştir.



Şekil 5.5. Potansiyel Jeotermal akışkan lokasyonları ve yeni faylar.

Bu çalışma sonucunda, çalışma alanı içerisinde bulunan faylar ve gerçek konumları başarılı bir şekilde tespit edilmiştir. Ayrıca sahanın güney ucundan başlayıp sahayı yaklaşık K-G yönlü kesen, Gnays ve Şist birimlerini birbirinden ayırdığı düşünülen bir fay daha tespit edilmiştir. Bu çalışma ile tespit edilen bu faylar ve gerçek konumları Şekil 5.5’de kırmızı kalın çizgi ile görülmektedir. Sarayköy formasyonu olarak bilinen, kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marn ardalanmalarından birimlerinden oluşan formasyonunun kalınlığı, özellikle sahanın güneyinde 1500 – 2000 m civarında olduğu tespit edilmiştir. Bu kalınlığın iyi bir örtü tabakası olacağı düşünülmektedir. Jeofizik araştırmalar sonucunda sahada jeotermal akışkan açısından verimli olabilecek iki bölge tespit edilmiştir. Bu alanlar Şekil 5.5’de kırmızı elips içerisinde alınarak gösterilmiştir.

KAYNAKLAR

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. Bulletin Earthquake research institute Tokyo university, 35,415-455
- Akgün, F., Akyol, E., 1999. Palinostratigraphy of the coal bearing Neogene deposits in Büyük Menderes graben, Western Anatolia. Geobios, 32(3), 367–383.
- Aki, K., 1965. A note on the use of microseism in determining the shallow structures of Earth's crust. Geophysics, 30(4),665-666. The Journal of Geology, 91,3, 342-350.
- Akkök, R., 1983. Structural and Metamorphic Evolution of the Northern Part of the Menderes Massif: New Data from the Derbent Area and Their Implication for the Tectonics of the Massif.
- Akyol, N., Akıncı, A., Danışman, M.A., Sözbilir, H., Timur, E., Erhan, Z., Sömer, A., 2005. Batı Anadolu Kabuk/Üst Manto Yapısı Ve Anizotropisi Üzerine Birleştirilmiş Sismolojik Çalışmalar. TÜBİTAK, Proje No: 102Y015.
- Alçıçek, H., 2007. Denizli havzası (Sarayköy-Buldan bölgesi, GB Türkiye) neojen çökellerinin sedimantolojik incelemesi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri, Doktora Tezi, 323s, Ankara
- Alçıçek, H., Varol, B., Özkul, M., 2007. Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey. Sedimentary Geology, 202(4), 596-637.
- Allam, A., Shima, E., 1967. An investigation into the nature of microtremors. Bulletin Earthquake Research Institute, 45,43-59.
- Amerika Birleşik Devletleri Scripps Oşinografi Entstitüsü, Elektromanyetik Laboratuvarı Erişim Tarihi: 01.05..2017. <https://marineemlab.ucsd.edu/Projects/Occam/1DCSEM/index.html>
- Anderson, E., Crosby, D., Ussher, G., 2000. Bulls-eye! Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. Proceedings world geothermal congress, Kyushu-Tohoku, 909–914, Japonya.
- Anonim2, 1998., Strategic Plan for the Geothermal Energy Program. U.S. Department of Energy, Office of Geothermal Technologies.
- Anonim1, 2013., Onuncu Kalkınma Planı (2014-2018) Madencilik Politikaları Özel İhtisas Komisyonu, Enerji Hammaddeleri Grubu Jeotermal Çalışma Alt Grubu Raporu. Kalkınma Bakanlığı, Ankara.

- Apuada, N. A., Olivar, R. E. R., Salonga, N. D., 2005. Repeat Microgravity and Leveling Surveys at Leyte Geothermal Production Field, North Central Leyte, Philippines. Proceedings World Geothermal Congress, 24-29 Nisan, Antalya, Türkiye.
- Arango, C., Marcuello, A., Ledo, J., Queralt, P., 2009. 3D magnetotelluric characterization of the geothermal anomaly in the Lluçmajor aquifer system (Majorca, Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 68(4), 479–488
- Archie, G. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum Transactions* 146(1), 54–62.
- Arnason, K., Eysteinnsson, H., Hersir, G. P., 2010. Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland. *Geothermics*, 39(1), 13–34
- AS 1170.4. Australian Standard: AS 1170.4-2007, Structural Design Actions, Part 4: Earthquake Actions in Australia. Sidney, Avusturalya. 2007.
- Asten, M.W., 1978. Geological Control of the Three-Component Spectra of Rayleigh-Wave Microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68, 1623-1636.
- Asten, M., Henstridge, J., 1984. Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49(11), 1828–1837.
- Ateş, A., Taymaz, T., Büyüksaraç, A., Bilim, F., Aydemir, A., Çevikbilen, S. Y., Bektaş, Ö., 2011. Türkiye'nin Derin Yer Yapısı ve Tektonik Özelliklerinin Gravite-Manyetik-Sismik ve Sismolojik Veriler Kullanılarak Araştırılması. TUBİTAK Projesi, No: 107Y288, 139s, Ankara.
- Bahr, K., 1998. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics*, 62(1), 119–127.
- Balkaya, Ç., 2013. An implementation of differential evolution algorithm for inversion of geoelectrical data. *Journal of Applied Geophysics*, 98, 160-175.
- Balkaya, Ç., Ekinci, Y.L., Göktürkler, G., 2013. 3D inversion of magnetic data by differential evolution algorithm. The 20th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, 25-27 Kasım 2013, Antalya, Türkiye.
- Barbier, E., 2002. Geothermal energy technology and current status: an overview. *Renewable Sustainable Energy Reviews* 6(1-2), 3-65
- Bard, P.Y. Sesame Proje Üyeleri, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations-measurements, processing and interpretations, Site Effects assessment using AMbient Excitations. Avrupa Araştırma Projesi, Proje No: EVG1-CT-2000-00026, 62s.

- Bard, P.Y., ve Sesame Takımı Üyeleri, 2005. Site Effect Assessment Using Ambient Excitations. Avrupa Araştırma Projesi, Proje No: EVG1-CT-2000-00026, 43s.
- Başokur, A.T. 1984. Düşey elektrik sondajı, TPOA, 261s, Ankara.
- Başokur, A.T., 2002. Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters-Çözümü. Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları: 4, 166 s., Ankara.
- Başokur, A.T., Akça, İ., Siyam, N.W.A., 2007. Hybrid genetic algorithms in view of the evolution theories with application for the electrical sounding method. Geophysical Prospecting, 55(3), 393-406.
- Başokur, A.T., 2008. Manyetotellürik Yöntemde Temel Kavramlar. Ankara Üniversitesi, 87s, Ankara.
- Berg, R. R., 1970. Method for determining permeability from reservoir rock properties. Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, 20, 303–317.
- Berg, R. R., 1975. Capillary pressures in stratigraphic traps. American Association of Petroleum Geologists, 59(6),929–956.
- Berge, M. A., Drahor, M. G., 2011. Geophysical investigations of the Seferihisar geothermal area, Western Anatolia, Turkey. Geothermics, 35(3),302-320.
- Bertrand, E.A., Caldwell, T.G., Hill, G.J, Wallin, E.L., Bennie, S.L., Cozens, N., Onacha, S.A., Ryan, G.A., Walter, C., Zaino, A., Wameyo, P., 2012. Magnetotelluric imaging of upper-crustal convection plumes beneath the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Geophysical Research Letters, 39(2), L02304.
- Bettig, B., Bard, P.Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cornou, C., Hatzfeld, D., 2003. Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area. Bollettino Di Geofisica Teorica ed Applicata. 42(3), 281–304.
- Bibby, H. M., 1988. Electrical resistivity mapping in the Central Volcanic Region of New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 31(3) ,259–274.
- Bibby, H. M., Caldwell, T.G., Davey, F.J., Webb, T.H., 1995. Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. Journal of Volcanology Geothermal Research, 68(1-3), 29–58
- Bibby, H.M., Risk, G. F., Caldwell, T.G., Bennie, S. L., 2005. Misinterpretation of electrical resistivity data in geothermal prospecting: a case study from the Taupo Volcanic Zone. Proceedings world geothermal congress, 24-29 Nisan, Antalya, Türkiye.

- Bird, D. K., Norton, D. L., 1981. Theoretical prediction of phase relations among aqueous solutions and minerals: Salton Sea Geothermal System. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(9), 1479-1494.
- Biswas, A., Sharma, S.P., 2014. Optimization of self-potential interpretation of 2-d inclined sheet-type structures based on very fast simulated annealing and analysis of ambiguity. *Journal of Applied Geophysics*, 105, 235-247.
- Björnsson, A., Hersir, G.P., Björnsson, G., 1986. The Hengill high-temperature area, SW-Iceland: Regional Geophysical Survey. *Geothermal Resources Council, Transactions*, 10, 205–210.
- Borcherdt, R. D., 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(1), 29-61.
- Bozcu, M., 2009. Geology of Neogene basins of Buldan-Sarıcaova region and their importance in Western Anatolia neotectonics. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 851-861.
- Bozkurt E., Park, L.R.G., 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of Extension on the Büyük Menderes Graben, Western Turkey, and Its Tectonic Implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 385-403.
- Bozkurt, E., Oberhänsli, R., 2001. Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution – a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679–708
- Bozkurt, E., 2003. Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16(2-6), 61–81.
- Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Ranalli, G., 2003. Extensional shear zones as imaged by reflection seismic lines: the Larderello geothermal field (central Italy). *Tectonophysics* 363(1-2), 127–139
- Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 229-248.
- Bussian, A. E., 1983. Electrical conductance in a porous medium. *Geophysics*, 48(9), 1258–1268
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, 605-635.

- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., Brownd, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysics Journal International*, 158, 457-469.
- Campbell, W.H., 2003. Introduction to geomagnetic fields. Cambridge Üniversitesi yayınevi, 337s, Cambridge.
- Candan, O., 1995. Relicts of granulite-facies metamorphism in the Menderes massif. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 4, 35-55
- Candan, O., 1996. Çine Asması'ndeki (Menderes Masifi) gabroların metamorfizması ve diğer asmasılarla karşılaştırılması. *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 5, 123-139.
- Candan, O., Dora, O.Ö., 1998. Granulite, eclogite and blueschist relicts in the Menderes Massif: An approach to Pan-African and Tertiary metamorphic evolution. *Geological Bulletin of Turkey*, 41, 1-35.
- Candan, O., Dora, O., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J., Warkus, F., Dürr, S., 2001. Pan-African High-Pressure Metamorphism in The Precambrian Basement of The Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences* volume 89, 793–811
- Candansayar, M.E., 1997. Doğru Akım Öz direnç Yönteminde Modelleme ve İki-Boyutlu Sığ Yapıların Aranmasında Elektrod Dizilimlerinin Ayrımlılıklarının Karşılaştırılması. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek lisans tezi, 154s, Ankara.
- Candansayar, M.E., 2002. Sönümlü En-Küçük Kareler Ve Eşlenik Türev Algoritmalarının Ardışık Kullanımı İle Manyetotellürik Verilerin Düzgünleştirici İki-Boyutlu Ters Çözümü. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 129s, Ankara.
- Casini, M., Ciuffi, M., Fiordelisi, A., Mazzotti, A., Stucchi, E., 2010. Results of a 3D seismic survey at the Travale (Italy) test site. *Geothermics*, 39(1), 4–12
- Carman, P. C., 1937. Fluid flow through a granular bed. *Transactions of the Institution of Chemical Engineers*, 15, S32–S48.
- Carman, P. C., 1938. The determination of the specific surfaces of powders I. *Journal of the Society of the Chemical Industrialists*, 57, 225–234.
- Carman, P. C., 1956. Flow of gases through porous media. Butterworths Akademik Yayınlar, 182s, New York.
- Chandra, S., Ahmed, S., Ram, A., Dewandel, B., 2008. Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: A theoretical development with field application. *Journal of Hydrology*, 357(3-4), 218–227.

- Chatles, L. M., 1977. An analysis of the cooling of industries by ground water convection which includes boiling. *Journal of Economic Geology*, 72, 804-826.
- Chave, A.D., Thomson, D.J., Ander, M.E., 1987. On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer functions. *Journal of Geophysical Research*, 92(B1), 633–648.
- Chave, A.D., Thomson, D.J., 1989. Some comments on magnetotelluric response function estimation. *Journal of Geophysical Research*, 94(B10), 14215–14225.
- Chave, A.D., Smith, J.T., 1994. On electric and magnetic galvanic distortion tensor decomposition, *Journal Geophysics Resarch*, 99, 4669–4682.
- Chouet, B., Luca, G. D., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., 1998. Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 653–666.
- Coates, G.R., Peveraro, R.C.A., Hardwick, A., Roberts, D., 1991. The magnetic resonance imaging log characterized by comparison with petrophysical properties and laboratory core data. *Proceedings of the 66th Annual Technical Conference and Exhibition, Formation Evaluation and Reservoir Geology*, 22723, 627–635.
- Constable, S.C., Parker, R.L., Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- Carey, S.W., 1958. *A tectonic Approach to continental Drift*, ed. Continental Drift: a symposium. Geology Department, University of Tasmania, Hobart, 177-355.
- Clavier, C., Coates, G., Dumanoir, J., 1984. Theoretical and Experimental Bases for the Dual-Water Model for Interpretation of Shaly Sands. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 24(02), 153–168.
- Cumming, W., 2009. Geothermal resource conceptual models using surface exploration data. *Proceedings, 34th workshop on geothermal reservoir engineering*, 9-11 Şubat, Stanford University.
- Cuddy, S. J., Glover, P. W. J., 2002. The application of fuzzy and genetic algorithms to reservoir characterization and modelling. *Soft Computing for Reservoir Characterization and Modeling, Studies in Fuzziness and Soft Computing*, 8, 219-241
- Dağıştan, H., 2007. Yenilenebilir Enerji ve Jeotermal Kaynaklarımız. TMMOB MMO IV. Yeni ve Yenilenebilir Enerji Kaynakları Sempozyumu, Kayseri: MMO Yayını.

- Dahlin, T., 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14(7).
- Darcy, H., 1856. *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*, Dalmont, Paris.
- DeGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.
- Devarajan, S., Toumelin, E., Torres-Verdin, C., 2006. Pore-scale analysis of the Waxman-Smiths shaly sand conductivity model. *Yıllık Sondaj Sempozyumu, Veracruz-Meksika*.
- Dewey, J.F., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *GSA Bulletin*, 90(1), 84-92.
- Di Giulio, G., Cornou, C., Ohrnberger, M., Wathelet, M., Rovelli, A., 2006. Deriving wavefield characteristics and shear-velocity profiles from two-dimensional small-aperture arrays analysis of ambient vibrations in a small-size alluvial basin, Colfiorito, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96(5), 1915–1933.
- Dikmen, Ü., 2004. Zeminlerde sismik dalga sönümünün kesirsel türev yaklaşımı ile modellenmesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 168s, Ankara.
- Dobrin, M.B., Savit, C.H., 1988. *Introduction to geophysical prospecting*. 4. Baskı, McGraw-Hill Yayınevi, 867s, New York.
- Egbert, G.D., 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, 130(2), 475–496.
- Egers, D.E. 1982. An eigenstate formulation on the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics*, 47, 1204–1214.
- Emre, T., 1996. Gediz Grabeninin Jeolojisi ve Tektoniği. *Turkish Journal of Earth Science*, 5, 171-185.
- Essene, E.J., Peacor, D.R., 1995. Clay mineral thermometry; a critical perspective. *Clays Clay Miner* 43, 540–553.
- Fischer, G., Schnegg, P., A., 1993. The magnetotelluric dispersion relations over 2-D structures. *Geophysical Journal International*, 115(3), 1119–1123.
- Foti, S., Lai C.G., Rix, G., Strobbia, C., 2014. *Surface wave methods for near-surface site characterization*. CRC Yayınevi, 482s, Londra.

- Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F., Albarello, D., Asten, M., Bard P.Y., Comina, C., Cornou, C., Cox, B., Di Giulio, G.G., Forbriger, T., Hayashi, K., Lunedei, E., Martin, A., Mercerat, D., Ohrnberger, M., Poggi, V., Renalier, F., Sicilia, D., Socco, V., 2018. Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC Project. *Bullettin of Earthquake Engineering*. 16, 2367-2420.
- Friedman, S., 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1-3), 45–70.
- Glover, P., Zadjali, I., Frew, K., 2006. Permeability prediction from MICP and NRM data using an electro kinetic approach. *Geophysics* 71(4), 49–60.
- Glover, P., 2009. What is the cementation exponent? A new interpretation. *The Leading Edge* 28, 82–85.
- Glover, P., 2010. A generalized Archie's law for n phases. *Geophysics* 75(6), 247–265.
- Göktürkler, G., Balkaya Ç., 2012. Inversion of self-potential anomalies caused by simple-geometry bodies using global optimization algorithms. *Journal of Geophysics and Engineering*, 9(5), 498-507.
- Göktürkler, G., Balkaya Ç., Ekinçi, Y.L., Turan, S., 2016. Uygulamalı jeofizikte metasezgiseller. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 22(6), 563-580.
- Gönel, F.D., 2016. *Kalkınma Ekonomisi*. 348s, Elif Yayınevi, Ankara.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakinü, M., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay F.Y., Barka, A., Sarica, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C., Aykol, A., 2016. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132, 6 , 637 – 650.
- Grindy, G. W., Browne, P. R. L., 1976. Structural and hydrological factors controlling the permeabilities of some hot water geothermal fields. *Proceedings: Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, 1, 377-386.
- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 94(B2), 1913–1925.
- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1991. Analytical investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decomposition, *Geophysics*, 56, 496-518.

- Groom, R.W., Kurtz, R. D., Jones, A. G. & Boerner, D. E., 1993. A quantitative methodology for determining the dimensionality of conductive structure from magnetotelluric data, *Geophys. Journal International*, 115,1095-1118.
- Guo, T., Liu, L., 1999. Non-Intrusive Evaluation of Submarine Tunnel Foundation Using Dynamic High-Frequency Surface Wave Prospecting. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 67-74.
- Gutierrez, C., Singh, S.K., 1992. A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: Comparison of results from strong-motion and microtremor data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82(2), 642-659.
- Günther, T., 2004. Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements.
- Günther, T., Rücker, C., Spitzer, K., 2006. Three-dimensional modeling and inversion of dc resistivity data incorporating topography–II. Inversion. *Geophysical Journal International*, 166(2),506–517. Bergakademie Freiberg Teknik Üniversitesi, Yerbilimleri ve Madencilik Fakültesi, Doktora tezi, 147s, Freiberg.
- Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Yılmaz, Y., 2001. Neogene basin development around Söke-Kuşadası (western Anatolia) and its bearing on the tectonic development of the Aegean region. *Geodinamica Acta*,14(1-3), 57–70
- Hacıoğlu, Ö., Başokur, A., T., Diner, Ç., 2021. Geothermal potential of the eastern end of the Gediz basin, western Anatolia, Turkey revealed by three-dimensional inversion of magnetotelluric data. *Geothermics*, 91, 102040.
- Harinarayana, T., 1999. Combination of EM and DC Measurements for Upper Crustal Studies. *Surveys in Geophysics*, 20, 257–278.
- Hakyemez, H., Y., 1987. Kale-Kurbalık (Güneybatı Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 154s, İstanbul.
- Heiken, G., 1982. *Geology of geothermal systems*. İçinde Bölüm: Edwards, L.M., Chilingar, G.V., Rieke, H.H., Fertl, W.H., *Handbook of Geothermal Energy*. Gulf Publishing Company, 77-217, Houston.
- Helle, H. B., Bhatt, A., Ursin B., 2001. Porosity and permeability prediction from wireline logs using artificialneural networks: a North Sea case study. *Geophysical Prospecting*, 49(4), 431-444.
- Helvacı, C., Ersoy, Y., Erkül, F., Sözbilir, H., Bozkurt, E., 2007. Selendi Havzasının Stratigrafik, Petrografik, Jeokimyasal Ve Tektonik Veriler Işığında Volcano-Sedimater Evrimi Ve Ekonomik Potansiyeli. TÜBİTAK, Proje No: ÇAYDAG/103Y124.

- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., Özcan, Dora, Ö.O., 1995. Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, 23,5, 455–458.
- Hidajat, I., M. Singh, J. Cooper, K. K., Mohanty., 2002. Permeability of porous media from simulated NMR response. *Transport in Porous Media*, 48, 225–247.
- Hidajat, I., K. K. Mohanty, M. Flaum, G. J. Hirasaki., 2004. Study of vuggy carbonates using NMR and X-Ray CT scanning: *Society of Petroleum Engineers Reservoir Evaluation and Engineering*, 7(5), 365–377.
- Horike, M., 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth*. 33(2), 59-96.
- Hough, S. E., Seeber, L., Rovelli, A., Malagnini, L., DeCesare, A., Selveggi, G. LernerLam, A., 1992. Ambient noise and weak-motion excitation of sediment resonances: Results from the Tiber Valley, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1186-1205.
- Ibs-von Seht, M., Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89, 250–259.
- İrkiçatal, B.O., 2010. Yenilenebilir Enerji Kaynakları, Enerji Piyasası Düzenleme Kurumu (EPDK), Biyoenerji Çalıştayı Sunumları, Kastamonu.
- Irikura, K., 1983. Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions during Large Earthquakes. *Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, 32, 63-104.
- Jha, M.K., Kumar, S., Chowdhury, A., 2008. Vertical electrical sounding survey and resistivity inversion using genetic algorithm optimization technique. *Journal of Hydrology*, 359(1-2), 71-87.
- Johnson, D. L., Sen, P. N., 1988. Dependence of the conductivity of a porous medium on electrolyte conductivity. *Physics Review B*, 37, 3502–3510.
- Johnston, J. M., Pellerin, L., Hohmann, G.W., 1992. Evaluation of Electromagnetic Methods for Geothermal Reservoir Detection. *Geothermal Resources Council Transactions*, 16, 241-245.
- Jones, A.G. 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7),967–978.

- Jones, G.J., Groom, R.W., 1993. Strike-angle determination form the magnetotelluric impedance tensor, the presence of noise and local distortion.: rotate at your peril! . Geophysical Journal International, 113, 524-534.
- Jones, A. G., 2012. Distortion decomposition of the magnetotelluric impedance tensors from a one-dimensional anisotropic Earth. Geophysical journal International, 189, 1, 268-284.
- Jones RB (1958) In-situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods. Geotechnique, 8, 1-21.
- Kanai, K., Tanaka, T., 1954. On microtremors I. Bulletin Earthquake Research Institute, 32,199-209.
- Kanai, K., Tanaka, T., 1961. On microtremors VIII. Bulletin Earthquake Research Institute, 39,97-114.
- Kanai, K., Tanaka, T., Yoshizawa, S., 1965. On microtremors IX (Multiple reflection problem). Bulletin Earthquake Research Institute, 43,577-588.
- Kanai, K., Tanaka, T., Morishita, T., Osada, K., 1966. Observation of microtremors XI (Matsushiro earthquake swarm area). Bulletin Earthquake Research Institute, 44,1297-1333.
- Kanai, K., 1983. Engineering seismology. University of Tokyo Press, Tokyo.
- Katz L.J., 1976. Microtremor analysis of local geological conditions. Bulletin of the Seismological Society of America, 66(1), 45-60.
- Katz, L.J., Bellon, R. S., 1978. Microtremor site analysis at Beatty, Nevada. Bulletin of the Seismological Society of America, 68(3), 757-765.
- Kaya, C., Yılmaz, H., Ulugergerli, E., Özel, S., 2006. Polatlı-Nallıhan-Karasu Arasındaki bölgenin derin kabuk yapısının manyetotellürik yöntemle araştırılması. Tübitak, Çevre, Atmosfer, Yer ve Deniz Bilimleri Grubu, Proje no: 105Y026.
- Kaya, C., Başokur, A. T., 2007. Aliğa Jeotermal Sahasının Manyetotellürik Yöntemle Araştırılması, TMMOB Jeotermal Enerji Kongresi, Ankara. Bildiriler Kitabı, 231-247.
- Keçeli, D. A., 2009. Uygulamalı Jeofizik. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, 479, Ankara.
- Ketin, İ. 1968. Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler. Maden Tetki ve Arama Dergisi, 71(71), 129-134.
- Koefoed, O., 1979. Geosounding Principles 1. Resistivity Sounding Measurements. Vol. 14A in Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier, Amsterdam.

- Kobashi, K., 1980. A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors. Proceedings of the Seventh World Conference on Earthquake Engineering Istanbul, 1980, Türkiye, İstanbul
- Kobayashi, H. Midorikawa, S., 1986. Study of site effects on Mexico City using microtremors, Proceeding of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, 355-360, Japonya.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. Journal of Geological Society, London, 156(3), 605-616.
- Khalil, M., Santos, F., 2009. Influence of degree of saturation in the electric resistivity-hydraulic conductivity relationship. Survey in Geophysics 30, 601–615.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu H., Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. Journal of the Geological Society, 156, 605-616.
- Koçyiğit, A. 2000. Güneybatı Türkiye'nin depremelliği, Batı Anadolu'nun depremelliği Sempozyumu, 30-38, Ankara.
- Kozeny, J., 1927. Über Kapillare Leitung des Wassers im Boden Aufsteig Versickerung und Anwendung auf die Bemässerung: Math-aturwissenschaften, 136, 271–306.
- Kugaenko, Y., Saltykov, V., Sinitsyn, V., Chebrov, V., 2005. Passive Seismic Monitoring in Hydrothermal Field: Seismic Emission Tomography. Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Türkiye.
- Kurilovitch, L., Norman, D., Heizler, M., Moore, J., McCulloch, J., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermal History of the Coso Geothermal Field. Proceedings, 28th workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University.
- Külekçi, Ö.C., 2009. Yenilenebilir Enerji Kaynakları Arasında Jeotermal Enerjinin Yeri ve Türkiye Açısından Önemi, Ankara Üniversitesi Çevrebilimleri Dergisi, 1-2, 083-091.
- Lamb, H., 1904. I. On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid. 203 Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character.
- Langlois, P., Bolduc, L., Chouteau, M., 1996. Probability of occurrence of geomagnetic storms based on a study of the distribution of the electric field amplitudes measured in Abitibi, Québec, in 1993–94. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 48, 1033–1041

- LaTorraca, G. A., Madden, T. R., Korrington, J., 1986. An analysis of the magnetotelluric impedance for three-dimensional conductivity structures. *Geophysics*, 51 (9), 1819-1829.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench systems: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60(1-2), 1-42.
- Ledo, J., Queralt, P., Pous, J., 1998. Effects of galvanic distortion on magnetotelluric data over a three-dimensional regional structure. *Geophysical Journal International*, 132(2), 295–301.
- Lermo, J., Garcia, F.J.C., 1994. Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1350-1364.
- Lesmes, D., Friedman, S., 2005. Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils. Rubin, Y., Hubbard, S. (Ed.), *Hydrogeophysics İçinde* (87–128), Springer Yayınları, 523s.
- Lilley, F. E. M., 1998. Magnetotelluric tensor decomposition: Part I, Theory for a basic procedure. *Geophysics*, 63(6), 1885–1897.
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H., Yilmaz, H., Wijbrans, J.R., 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences* 89, 781–792.
- Liu, H. P., Boore, D. M., Joyner, W. B., 2000, Comparison of phase velocities from array measurements of Rayleigh waves associated with microtremors and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles. *Bulletin of Seismological Society of America*, 90, 666–678.
- Locke, M. H., Barker, R. D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Manzella, A., Spichak, V., Pushkarev, P., Sileva, D., Oskooi, B., Ruggieri, G., Sizov, Y., 2006. Deep fluid circulation in the travale geothermal area and its Relation with Tectonic Structure Investigated by a Magnetotelluric Survey. *Proceedings, 31st workshop on geothermal reservoir engineering*, 30 Ocak- 1 şubat, Stanford University.
- Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 2009. *The rock physics handbook*. Cambridge Üniversitesi Yayınları, Cambridge, 511, İngiltere.
- McNeice, G. W., Jones A. G., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158–173.

- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 55(1), 217–254.
- McPherron, R., 2005. Magnetic pulsations: Their sources and reation to solar wind and geomagnetic activity. *Survey in Geophysics*, 26, 545-592.
- Meju, M.A., 1994. *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice*, Society of Exploration Geophysics Kurs Notları Serisi 6.
- Meju, M. A., 1996. Joint inversion of TEM and distorted MT soundings: Some effective practical considerations. *Geophysics*, 61(1),56–65.
- Meju, M.A., Fontes, S.L., Oliveria, M.F.B., Lima, J.P.R., Ulugergerli, E.U., 1999. Regional aquifer mapping using combined VES-TEM-AMT/EMAP methods in the semiraid eastern margin of Parnaiba Basin, Brazil. *Geopyhsics*, 64(2),337-356.
- Meju, M.A., 2002. Geoelectromagnetic exploration for natural resources: models, case studies and challenges. *Survey Geophysics* 23,133–205.
- Menke, W., 1984. *Geophysical Data Analaysis: Discrete inverse theory*. Academic Press, 289 s.
- Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., Wamel, W.A.V., Spakman, W., Strating, E.H., 1987. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146(1–4), 203-215
- Monteiro Santos, F.A., 2010. Inversion of self-potential of idealized bodies' anomalies using particle swarm optimization. *Computer and Geosciences*, 36(9), 1185-1190.
- Moore, J. N., Adams, M. C., Stauder, J. J., 1985. Geologic and geochemical investigations of the Creek geothermal system, British Columbia, Canada. 10. annual workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford.
- Morales, J., Vidal, F., Peña, J., Alguacil, G., Ibáñez, J., 1991. Microtremor study in the sediment filled basin of Zafarraya, Granada (Southern Spain). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(2), 687-693.
- Morris, R. L., W.-P. Biggs., 1967. Using log-derived values of water saturation and porosity. *Transactions of the 8th Annual Logging Symposium, Society of Petrophysicists and Well Log Analysts*, Sunum 10.
- Moskowitz, B., Norton, D., 1977. A preliminary analysis of intrinsic fluid and rock resistivity in active hydrothermal system. *Journal of Geophysical Research*, 82(36), 5787-5795.

- Muffler, L.J.P. 1976., Tectonic and hydrologic control of the nature and distribution of geothermal resources. Jeotermal Kaynakların Geliştirilmesi ve Kullanımı Sempozyumu, 1, 499-507.
- Munoz, G., 2014. Exploring for Geothermal Resources with Electromagnetic Methods. Surveys in Geophysics, 35(1), 101-122.
- Nakamura, Y., 1989. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface, Quarterly Report of RTRI, 30(1), 25-33.
- Newman, G. A., Hoversten, M., Gasperikova, E., Wannamaker, P. E., 2005. 3D magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. Proceedings, 30th workshop on geothermal reservoir Engineering, 31 Ocak-2 Şubat, Stanford University.
- Newman, G. A., Gasperikova, E., Hoversten, G. M., Wannamaker, P.E., 2008. Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. Geothermics, 37(4), 369–399.
- Niwas, S., Singhal, D. 1985. Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. Journal of Hydrology 82(1-2), 143–153.
- Nogoshi, M., Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremors. Journal of Seismology Society of Japan. 24(1), 26-40.
- Oberhänsli, R., Monie, E., Candan, O., Warkus, F.C., Parthzsch, J.H., Dora, O.Ö., 1998. The Age of Blueschist Metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes Masif. Swiss Bulltutin of Mineralogy and Petrology, 8, 309-316.
- Ogawa Y., 2002. On two-dimensional modeling of magnetotelluric field data. Surveys in Geophysics, 23, 251–273.
- Ogawa, Y., Bibby, H. M., Caldwell, T. G., Takakura, S., Uchida, T., Matsushima, N., Bennie, S. L., Tosha, T., Nishi, Y., 1999. Magnetotelluric image of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Geophysical Research Letter, 26(24), 3673–3676.
- Okada, H., 2003. The microtremor survey method, Geophysical Monograph Series no. 12. Society of Exploration Geophysicists, 129s, Tulsa.
- Okay, A.I., 1994, Sapphirine and Ti-clinohumite in ultra-high-pressure garnet-pyroxenite and eclogite from Dabie Shan, China. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 145-155.
- Okay, A.I., 1996. Granulite Facies Gneisses from the Pülür Region, Eastern Pontides. Turkish Journal of Earth Sciences, 5, 55-61.

- Okay, A. I., Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures of northern Turkey. Geological Society of London, Special Publication, 156(1), 475-515.
- Omori, F., 1908. On Microtremors. Res. Imp. Earthquake Inv. Comm. 2, 1–6.
- Omote, S., Nakajima, N., 1973. Some considerations for the relation between microtremors and underground structures. Bulletin Earthquake Research Institute, 11,9-19.
- Ooskoj, B., Manzella, A., 2011. 2D inversion of the Magnetotelluric data from Travale geothermal field in Italy. Journal of Earth Space Physics, 36(4), 1–18
- Özgüler, M. E., Turgay, M.I., Şahin, H., 1983. Denizli Jeotermal Alanlarında Jeofizik Çalışmalar. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 99, 1-14.
- Özürlan, G., Ulugergerli, E., 2005. Jeofizik Mühendisliğinde Elektromanyetik Yöntemler. Birsen Yayınevi, 246s, İstanbul.
- Park, C., Miller, R., Xia, J., 1998. Multichannel analysis of surface waves. Geophysics. 64(3), 800-808.
- Parker, R. L., 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based upon incomplete data. Journal of Geophysics Research, 85(B8), 4421–4425.
- Peacock, J.R., Thiel, S., Reid, P., Heinson, G., 2012a. Magnetotelluric monitoring of a fluid injection: Example from an enhanced geothermal system. Geophysical Research Letters 39(18), L18403.
- Peacock, J. R., Thiel, S., Reid, P., Messellier, M., Heinson, G., 2012b. Monitoring enhanced geothermal fluids with magnetotellurics, test case: Paralana, South Australia. Proceedings, 37th workshop on geothermal reservoir Engineering, 30 Ocak – 1 Şubat, Stanford University
- Pekşen, E., Yas, T., Kayman, A.Y., Özkan, C., 2011. Application of particle swarm optimization on self-potential data. Journal of Applied Geophysics, 75(2), 305-318.
- Pellerin, L., Hohmann, G.W., 1990. Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts. Geophysics, 55(9), 1242-1250.
- Pellerin, L., Johnston, J. M., Hohmann, G.W., 1996. A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. Journal of Geophysics 61(1),121–130.

- Pramono, B., Colombo, D., 2005. Micro earthquake Characteristics in Darajat Geothermal Field, Indonesia. Proceedings World Geothermal Congress, 24-29 Nisan, Antalya, Turkey.
- Rayleigh, L., 1885. On Wave Propagated along the Plane Surface of an Elastic Solid. Proceedings London Mathematical Society, 17(1), 4-11.
- Rücker, C., Günther, T., Spitzer, K., 2006. Three –dimensional modelling and inversion of DC resistivity data incorporating topography –I. Modelling. Geophysics Journal International, 166, 495-505.
- Roberts, J., C., Asten, M.W., 2004. Resolving a velocity inversion at the geotechnical scale using the microtremor (passive seismic) survey method. Exploration Geophysics, 35,14–18
- Rodi, W. R., Mackie, R., 2001. Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm For 2-D Magnetotelluric Inversion. Geophysics, 66, 174-187.
- Ross, H. P., Moore, J. N., 1985. Geophysical investigations of the Cove Fort-Sulphurdale geothermal system, Utah. Geophysics, 50(11), 1732-1745.
- Rybach, L., 2010. Status and prospects of geothermal energy. Proceedings world geothermal congress, 25-29 Nisan, Bali, Indonesia.
- Sakajiri, N., 1982. Experimental study on fundamental characteristics of long-period microtremors. Bulletin International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, 2, 112-154.
- Salem, H., Chillingarian, G., 1999. The cementation factor of Archie's equation for shaly sandstone reservoirs. Journal of Petroleum Science and Engineering, 23(2), 83–93.
- Sasaki, Y., Meju, M. A., 2006. Three-dimensional joint inversion for magnetotelluric resistivity and static shift distributions in complex media. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111, B5 – B05101.
- Satoh, T. Kawase, M. Matsui, S. Kataoka 1991. Array measurement of high frequency microtremors for underground structure estimation. Proceeding 4th international Conference on Seismic Zonation, 11,409-416
- Satoh, T., Kawase, H., Shin'ichi, M., 2001. Estimation of S-wave velocity structures in and around the Sendai Basin, Japan, using arrays records of microtremors. Bulletin of the Seismological Society of America, 91(2), 206–218.
- Sen, M. K., Stoffa, P. L., 1991. Nonlinear one-dimensional seismic waveform inversion using simulated annealing, Geophysics, 56(10), 1624–1638.

- Sen, P., Scala, C., Cohen, M., 1981. A self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads. *Geophysics* 45(5), 781–795.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128(2), 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1992. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129(2), 239 - 242
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1996. The cause of N-S extensional tectonics in Western Turkey: Tectonic escape vs Back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22 (1-2), 145- 153.
- Seyitoğlu, G. 1996. Ege'nin Geç Senozoyik K-G yönlü genişlemeli tektoniği: Bölgesel tektonik ve volkanik evrim modelleri üzerine bir tartışma. *Menders Masifi paneli*. 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 31-33s.
- Scherbaum, F., Hinzen, K., G., Ohrnberger, M., 2003. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations. *Geophysics Journal International*, 152, 597–612
- Shearer, P., 2009. *Introduction to seismology*, 2nd edition. Cambridge University Press, 412, New York, Amerika Birleşik Devletleri.
- Shiono, K., Ohta, Y., Kudo, K., 1979. Observation of 1- to 5-sec Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering. Part VI; Existence of Rayleigh Wave Components. *Journal of the Seismological Society of Japan*. 2. Seri 32. 115-124.
- Simpson, F., Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge Üniversitesi Yayinevi, 254s, Cambridge.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65(3), 791–803.
- Siripunvaraporn, W., 2012. *Three-Dimensional Magnetotelluric Inversion: An Introductory Guide for Developers and Users*. *Survey in Geophysics*, 33, 5-27.
- Singer, B. S., 1992. Correction for distortions of magnetotelluric fields: Limits of validity of the static approach: *Surveys in Geophysics*, 13, 309–340.
- Smirnov, M.Y., 2003. Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point. *Geophysical Journal International*, 152(1), 1–7.

- Soupios, P., Kouli, M., Vallinatos, F., Vafidis, A., Stavroulakis, G., 2007. Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods. *Journal of Hydrology* 338(1-2), 122–131.
- Spitz, S., 1985. The magnetotelluric impedance tensor properties with respect to rotations. *Geophysics*, 50(10), 1610-1617
- Stratton, J.A., 1941. *Electromagnetic theory*. Mcgrow-hill book company, New York, ve Londra, 205-207.
- Strobbia, C. 2005. *Surface Wave Methods Acquisition Processing and Inversion*, Politecnico Di Torino, Doktora Tezi, 260 s.
- Swanson, B. F., 1981. A simple correlation between permeabilities and mercury capillary pressures. *Journal of Petroleum Technology*, 33, 2498–2504.
- Swift, C.M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the South Western United States. Doktora tezi, M.I.T., Cambridge, Massachusetts.
- Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F. 1979. Post-collisional tectonics of Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55(3-4), 361-376.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Şengör, A.M.C. 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Türkiye Jeoloji Kurultayı, 59–72, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3(7), 693–707.
- Şengör, A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 28, 575-589.
- Şimşek, Ş., 1984. Denizli, Kızıldere, Tekkehamam, Tosunlar, Buldan ve Yenice alaralarının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. MTA Rapor No 7486, Ankara.
- Şimşek, Ş., Parlaktuna, M., Akın, S., 2010. Data Gathering and Evaluation of Kızıldere Geothermal Field. Yayımlanmamış Rapor Zorlu Enerji, 195s.
- Taner, G., 1974. Denizli bölgesi Neojeni'nin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. MTA dergisi, 83, 145-177

- Telford, W. M. Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. Applied Geophysics. Cambridge Üniversitesi Yayinevi, 770s, Cambridge.
- Tester, J.W., 2006. The future of geothermal energy—impact of enhanced geothermal systems (EGS) on the United States in the 21st Century, Massachusetts Institute of Technology, Yüksek Lisans Tezi, 358, Cambridge.
- Thiel, S., 2008. Modelling and inversion of magnetotelluric data for 2-D and 3-D lithospheric structure, with application to obducted and subducted terranes. School of Earth and Environmental Sciences, Doktora tezi, 159s, Avusturalya.
- Tiab, D., Donaldson, E.C., 1996. Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties. Gulf Yayınları, 706s, Houston.
- Tikhonov, A.N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust, Doklady, 73, 295-297.
- Tikhonov, A., N., Arsenin, V., Y., 1977. Solution to ill-Posed Problems. John Wiley Yayinevi, New York.
- Timur, A., 1968. An investigation of permeability, porosity and residual water saturation relationships for sandstone reservoirs. The Log Analyst, 9(1), 8–17.
- Tokimatsu, K., 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. 1. International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Tokyo, Japonya. 3, 1333–1368.
- Torres-Verdín, C., Bostick, F. X., 1992. Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic array profiling (EMAP). Geophysics, 57, 603–622.
- Toksöz, M. N., Lacoss, R., 1968. Microseisms: Mode Structure and Sources. Sciencei 159, 872-3.
- Tournerie, B., and M. Chouteau, 1998, Deep conductivity structure in Abitibi using long dipole magnetotelluric measurements. Geophysical Research Letters, 25, 2317–2320.
- Türkiye Elektrik İletim A.Ş.Genel Müdürlüğü(TEİAŞ), 2014. Erişim Tarihi: 25.12.2014. <http://www.teias.gov.tr/T%C3%BCrkiyeElektrik%C4%B0statistikleri/istatistik2013/istatistik2013.htm>
- Türkiye İstatistik Kurumu(TÜİK), 2014. Ülkemizdeki Hane Sayısı. Erişim Tarihi: 20.12.2014. <http://www.tuik.gov.tr/PreHaberBultenleri.do?id=15843>
- Ulugergerli, E., 1998. Development and application of 2D magnetotelluric inversion in complex domain. Leicester Üniversitesi, 103s, Leicester.

- Ulugergerli, E.U 2006. Users' manual for DC2D and software documentation for two-dimensional inversion of DC sounding data: Onsekizmart University, Department of Geophysics Engineering, Terzioğlu Yerleşkesi, Çanakkale, 17020, Turkey.
- Ulugergerli, E.U., 2017. Marine effects on vertical electrical soundings along shorelines. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26(1), 57-72.
- Usher G, Harvey C, Johnstone R, Anderson E., 2000. Understanding the resistivities observed in geothermal systems. *Proceedings world geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, 28 Mayıs-10 Haziran, Japonya, 1915–1920*
- Utada, H., Munekane H., 2000. On galvanic distortion of regional 3-D MT impedances on galvanic distortion of regional three-dimensional magnetotelluric impedances. *Geophysical Journal International*, 140(2),385–398.
- Uyanık, O., 2010. Compressional and shear-wave velocity measurements in unconsolidated top-soil and comparison of the results *International Journal of The Physical Sciences*, 5(7),16-24.
- Uyanık, O., 2011. The porosity of saturated shallow sediments from seismic compressional and shear wave velocities. *Journal Of Applied Geophysics*, 73(1),16-24.
- Uyanık, O., 2019. Estimation of the porosity of clay soils using seismic P- and S-wave velocities. *Journal Of Applied Geophysics*, 170,103832.
- Uyeshima, M., Utada, H., Nishida, Y., 2001. Network-magnetotelluric method and its first results in central and eastern Hokkaido, NE Japan. *Geophysical Journal International*, 146, 1,1-19.
- Üçok, H., Ershaghi, I., Olhoeft, G., 1980. Electrical resistivity of geothermal brines. *Journal of Petroleum Technology* 32, 717–727
- Van Baaren, J. P., 1979. Quick-look permeability estimates using sidewall samples and porosity logs. *Transactions of the 6th Annual European Logging Symposium, Society of Petrophysicists and Well Log Analysts*, 19–25.
- Varol, B., Alçiçek, H., Seyitoğlu, G., Işık, G., Alçiçek, M.C., Özkul, M., Şen, Ş., 2007. Denizli Neojen havzasının tortul dolgusunun sedimentolojik incelemesi (GB Tıirkiye). *TUBİTAK Projesi, No: 104Y156, 252s, Ankara.*
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37, 1,98-141.
- Wait, J. R., 1954. On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. *Geophysics*, 9, 281-289.

- Wannamaker, P. E., Rose, P. E., Doerner, W. M., Berard, B. C., McCulloch, J., Nurse, K., 2004. Magnetotelluric surveying and monitoring at the Coso geothermal area, California, in support of the enhanced geothermal systems concept: survey parameters and initial results. Proceedings, 29th workshop on geothermal reservoir Engineering, 26-28 Ocak, Stanford Üniversitesi.
- Wathelet, M., 2008. An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35(9), L09301.
- Wathelet, M., Jongsman, D., Ohrnberger, M., Bonnefoy, C.S., 2008. Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *Journal of Seismology*, 12(1), 1-19.
- Wathelet, M., Chatelain, L.L., Cornou, C., Giulio, G.D., Guiller, B., Ohrnberger, M., Savvadis, A., 2020. Geopsy: A User-friendly open-source tool set for ambient vibration processing. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1878-1889.
- Ward, S., H., Hohmann, G., W., 1987. Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. Nabighian M.N. (Ed), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 1, 130-311, Society of Exploration Geophysics, 531s, Tulsa.
- Waxman, M., Smits, L., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal* 8, 107–122.
- White, D. E., 1965. Geothermal Energy. United States Geological Survey (USGS) Circular 519, 17s.
- White, D. E., Williams, D. L., 1975. Assessment of geothermal resources of the United States. United States Geological Survey (USGS) Circular 726, 154s.
- Wikipedia, 2022. Moore-Penrose inverse. Erişim Tarihi: 01.06.2022. https://en.wikipedia.org/wiki/Moore-Penrose_inverse
- Winsauer, W.O., H.M. Shearing, P.H. Masson, Williams, M., 1952. Resistivity of brine saturated sands in relation to pore geometry. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 36(2), 253-277.
- Worthington, P., 1993. The uses and abuses of the Archie equations; 1: The formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics*, 30(3), 215–228.
- Wright, P. M., 1985. State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources. *Geophysics*, 50(12), 2666-2696.
- Wyllie, M. R. J., Rose, W. D., 1950. Some theoretical considerations related to the quantitative evaluation of the physical characteristics of reservoir rock from electric log data. *Transactions of the American Institute of Mechanical Engineers*, 189(4), 105–118.

- Yamanaka, H., Takemura, M., Hyshida, H., Niwa, M., 1994. Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1831–1841.
- Yee, E., Paulson, K. V., 1989. The canonical decomposition and its relationship to other forms of magnetotelluric impedance tensor analysis. *Journal of Geophysics*, 61, 173-189.
- Yilmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *GSA Bulletin*, 105,2 251–271.
- Yilmaz, Y., Genc, S.C., Gürer, Ö., F, Bozcu, M., Yilmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, S., Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? *Geological Society of London Special Publication*, 173,353–384
- Zhang, P., Chouteau, M., Mareschal, M., Kurtz, R., Hubert, C., 1995. High frequency magnetotelluric investigation of crustal structure in northern central Abitibi, Quebec, Canada. *Geophysical Journal International*, 120, 406–418.
- Zonge, K., Wynn, J., Urquhart, S., 2005. Resistivity, induced polarization and complex resistivity, Butler, D.K. (Ed), *Near-surface Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists ,758s, Tulsa.

EKLER

EK-A Ölçülen ve EÖT Sonucu Elde Edilen Özdirenç Eğrileri

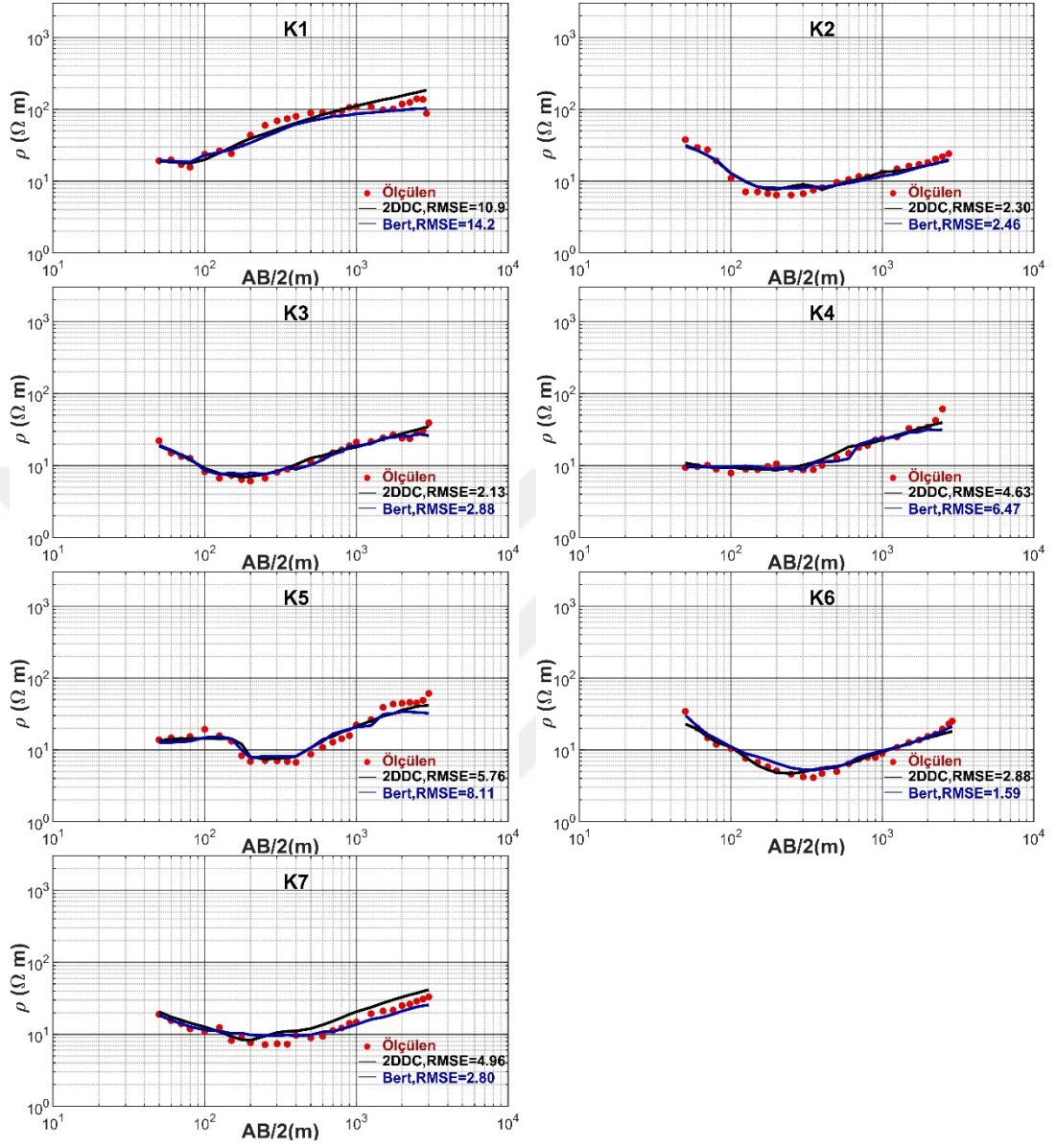
EK-B MT Ters Çözümü Sonucu Elde Edilen Eğriler

EK-C SPAC Çalışmaları Sonucu Elde Edilen Eğriler

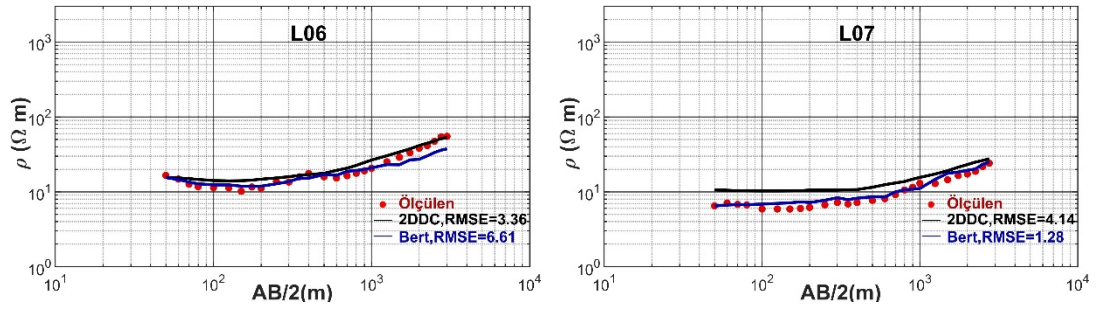


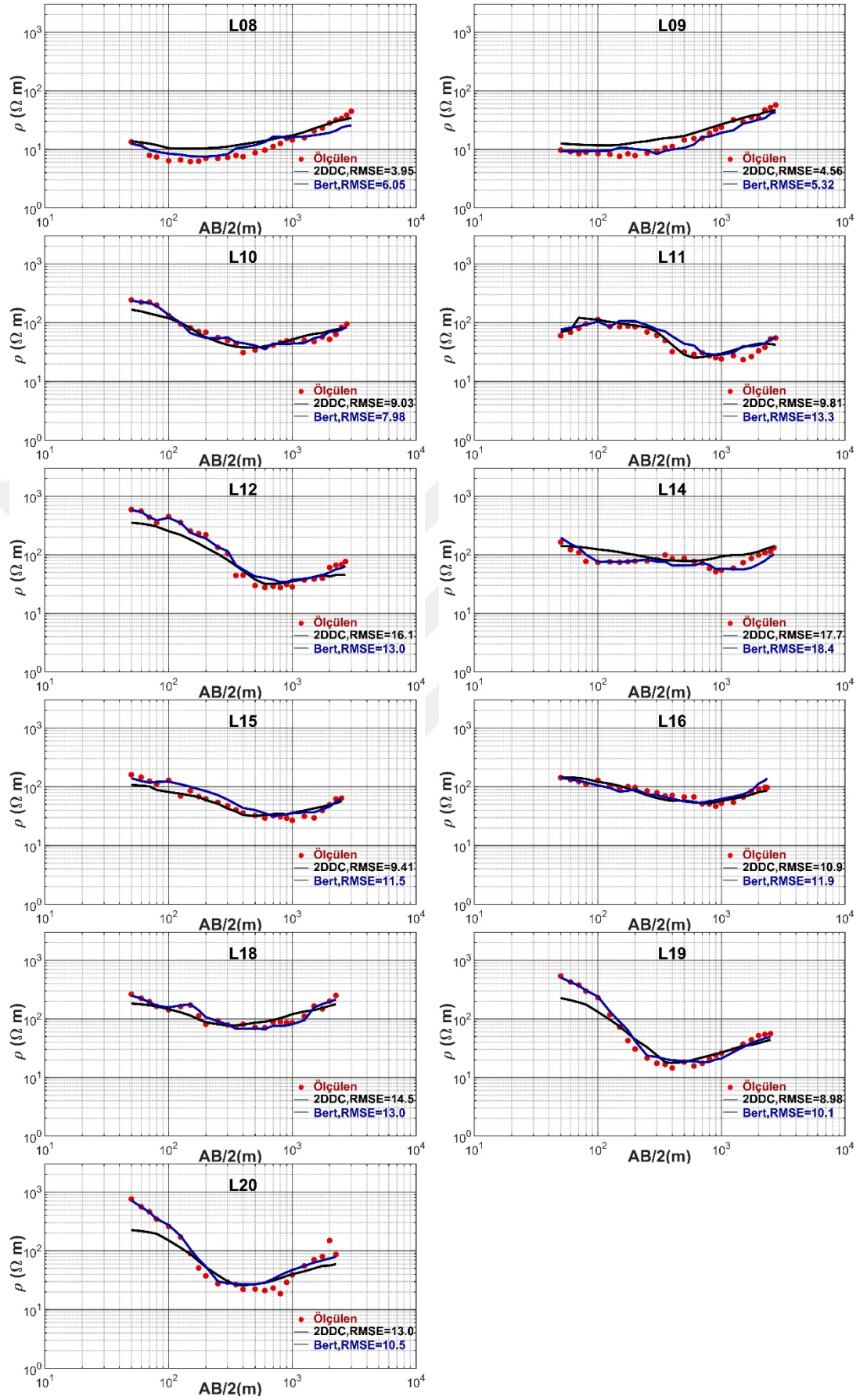
EK-A Ölçülen ve EÖT Sonucu Elde Edilen Öz direnç Eğrileri

K Profili

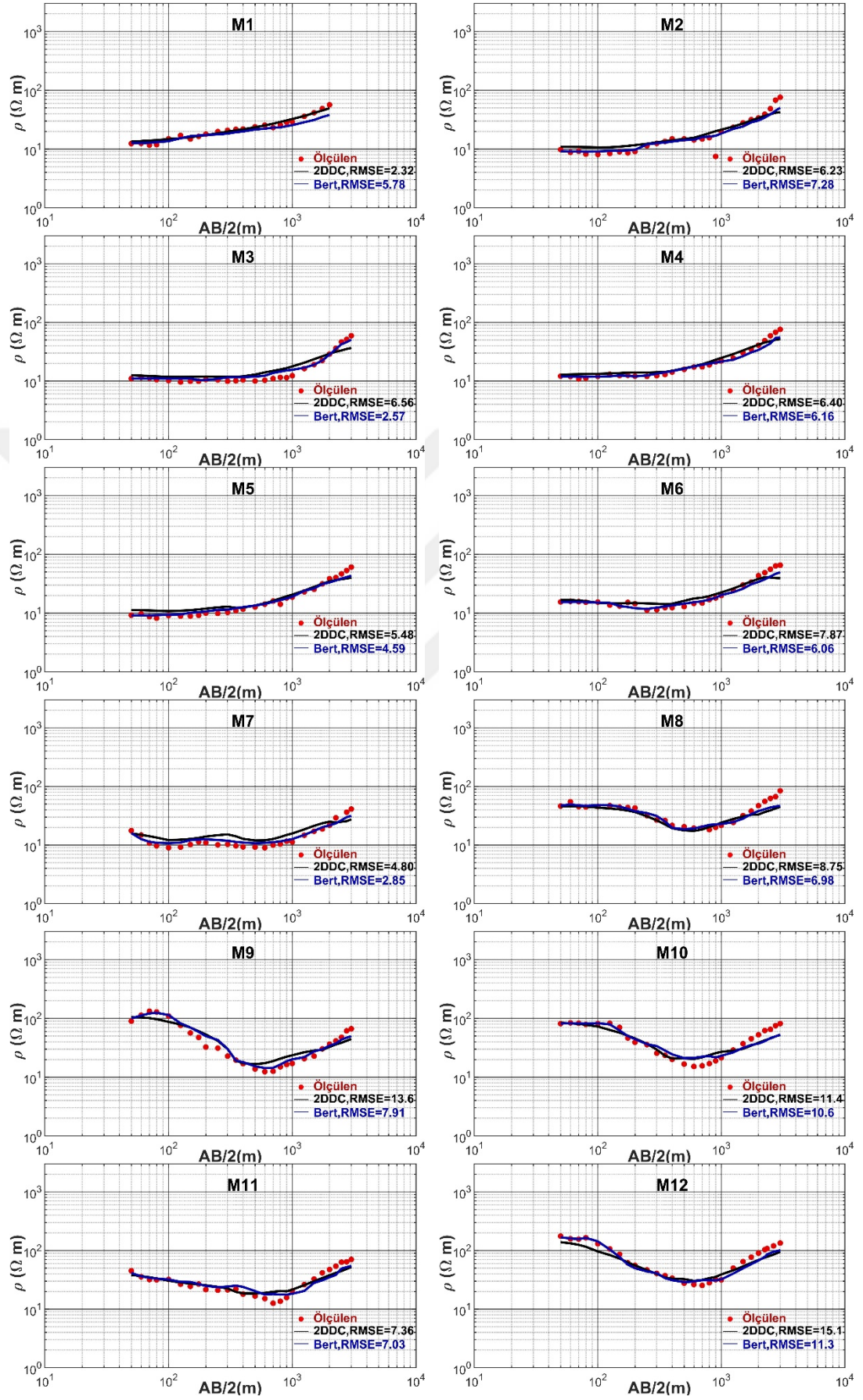


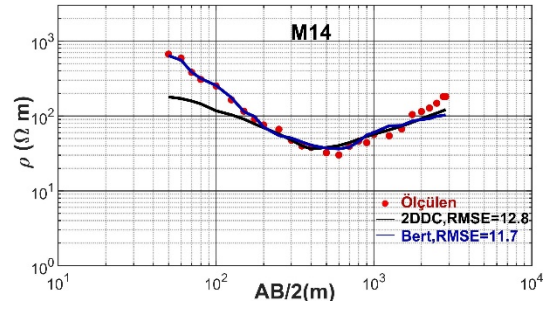
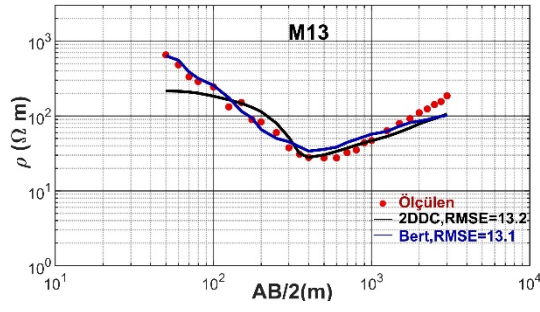
L Profili



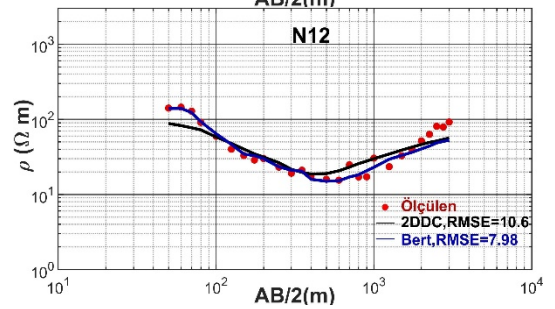
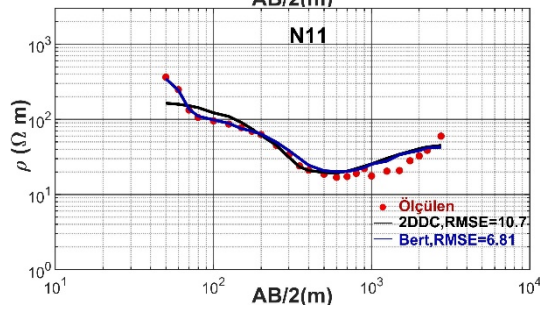
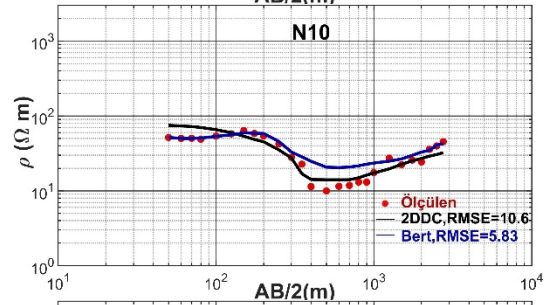
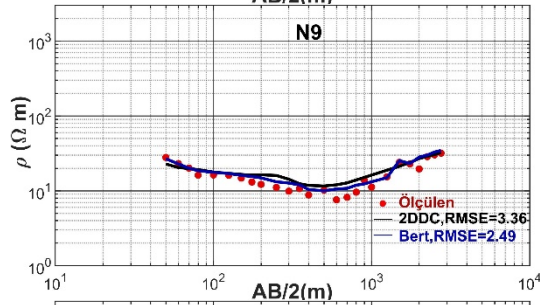
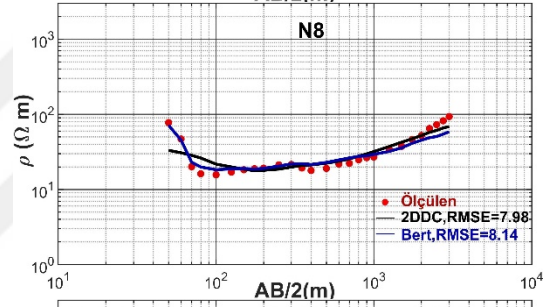
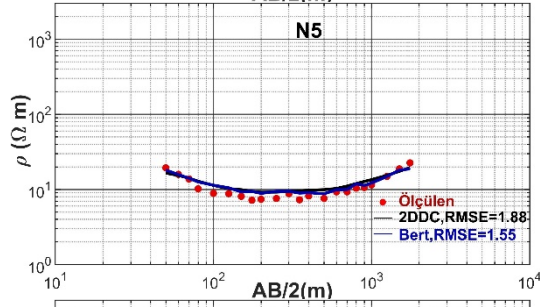
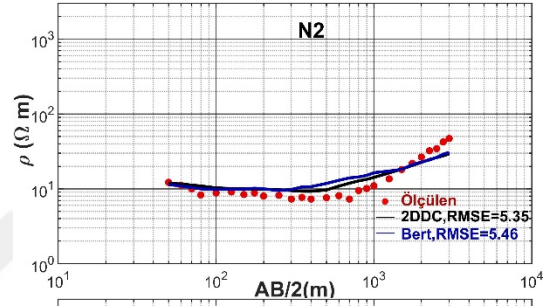
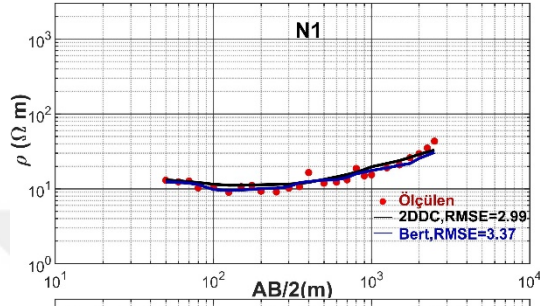


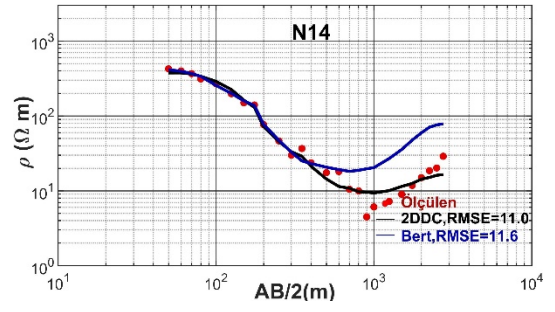
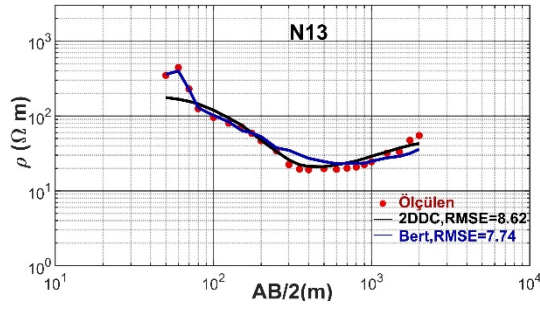
M Profili



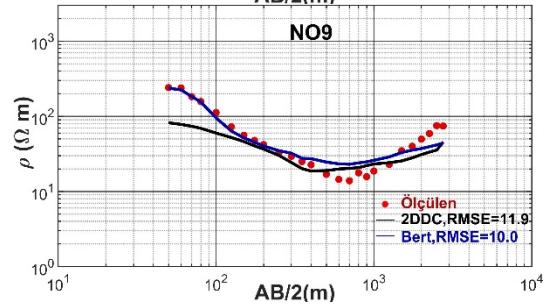
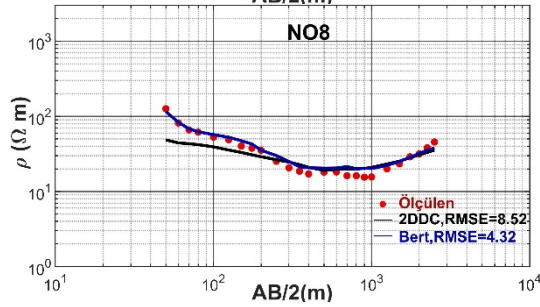
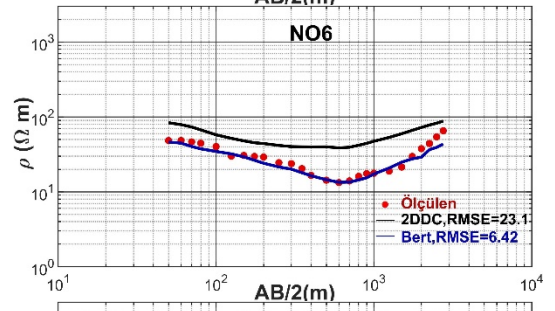
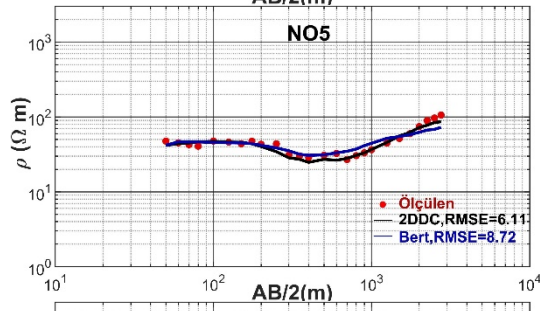
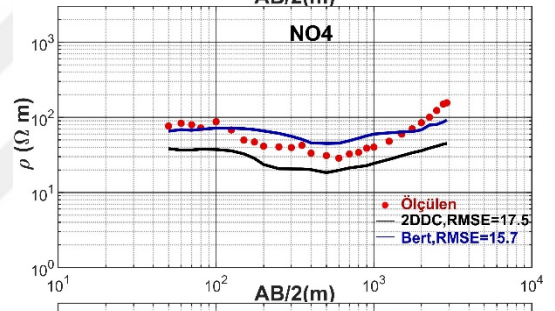
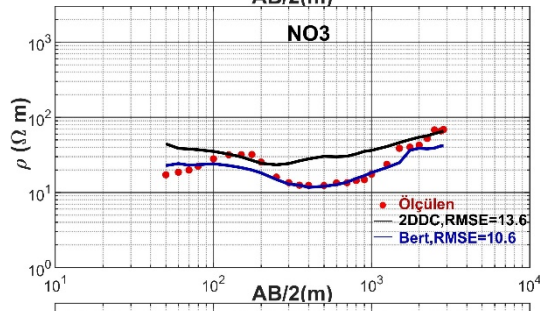
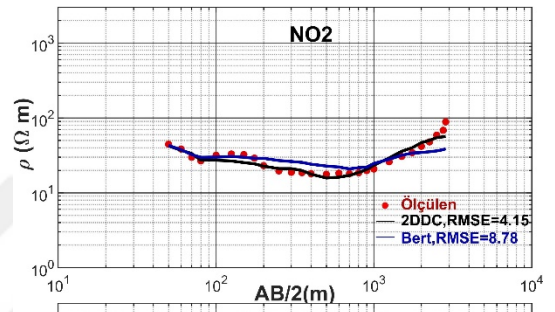
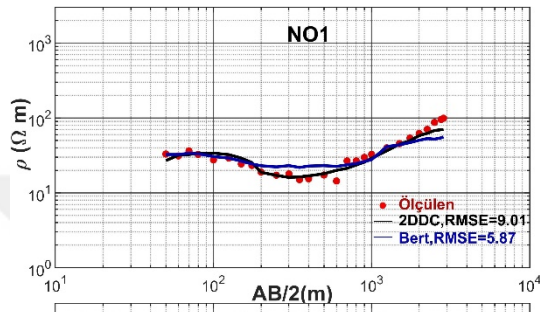


N Profili

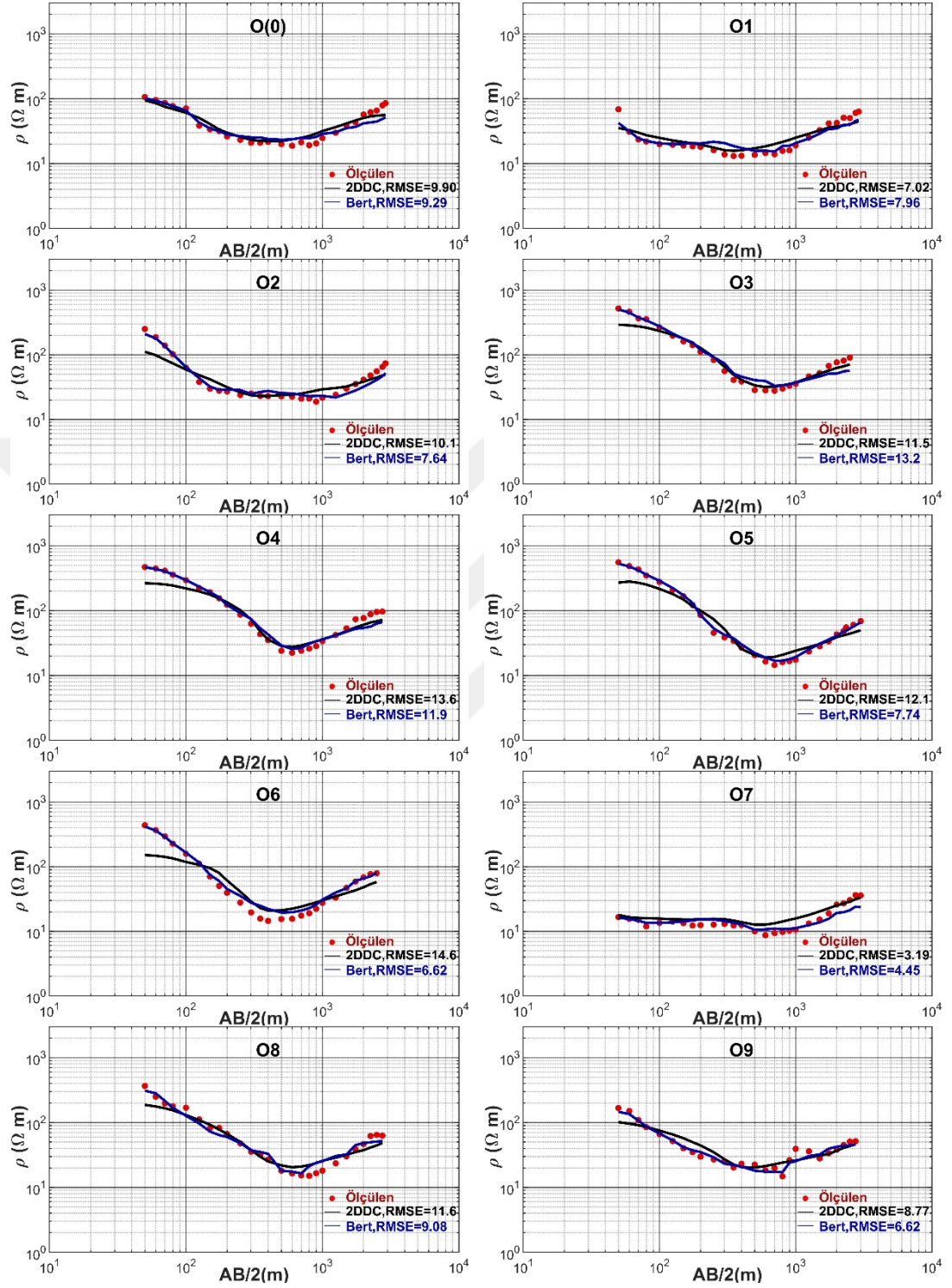


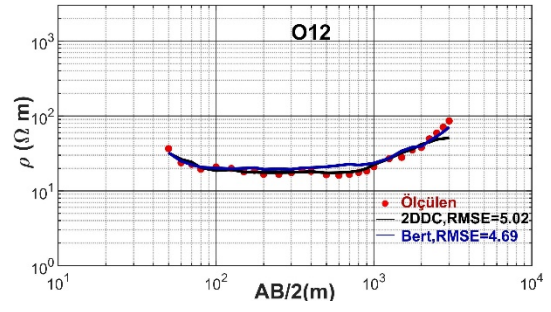
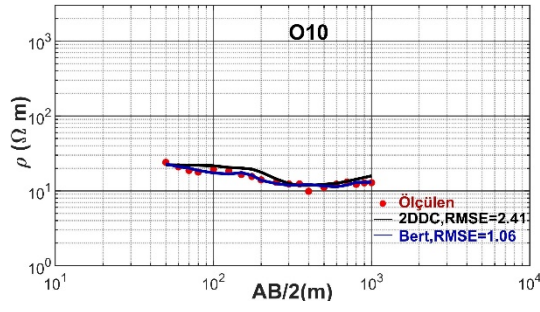


NO Profili

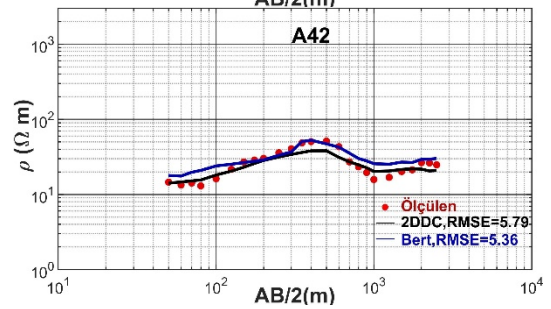
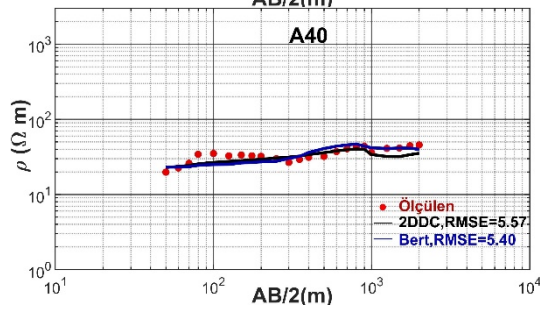
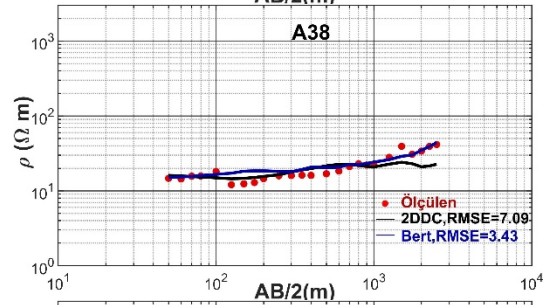
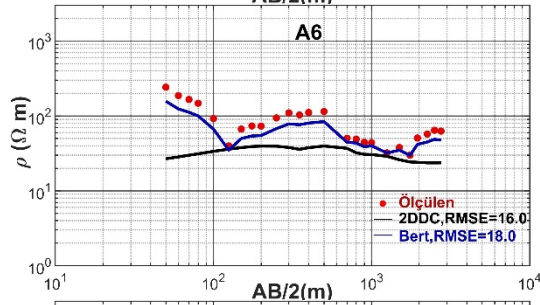
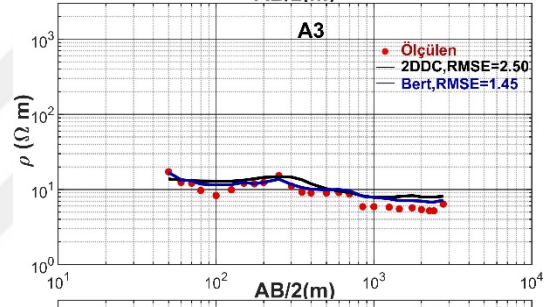
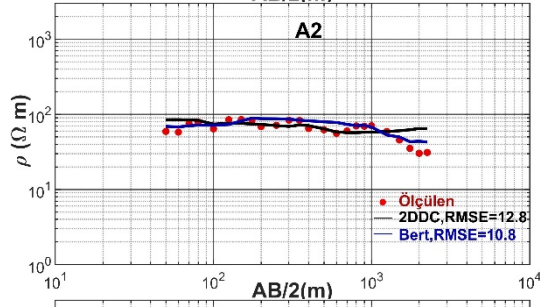
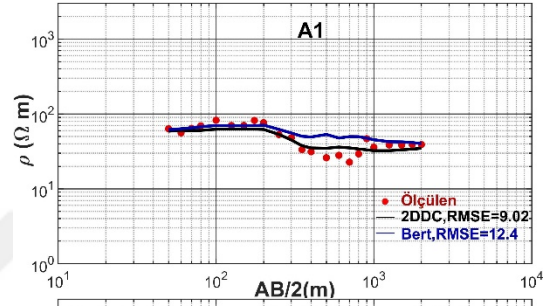
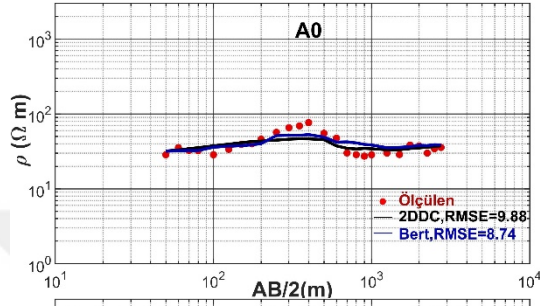


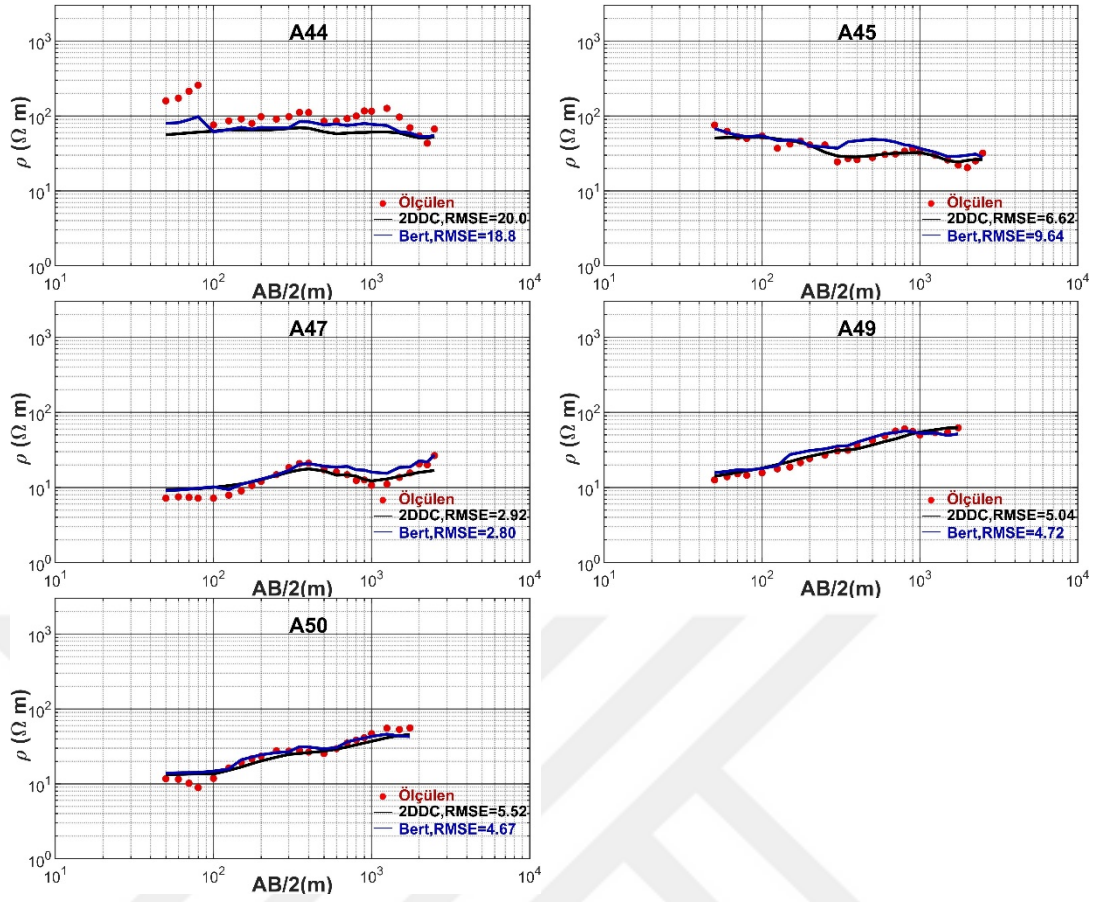
O Profili



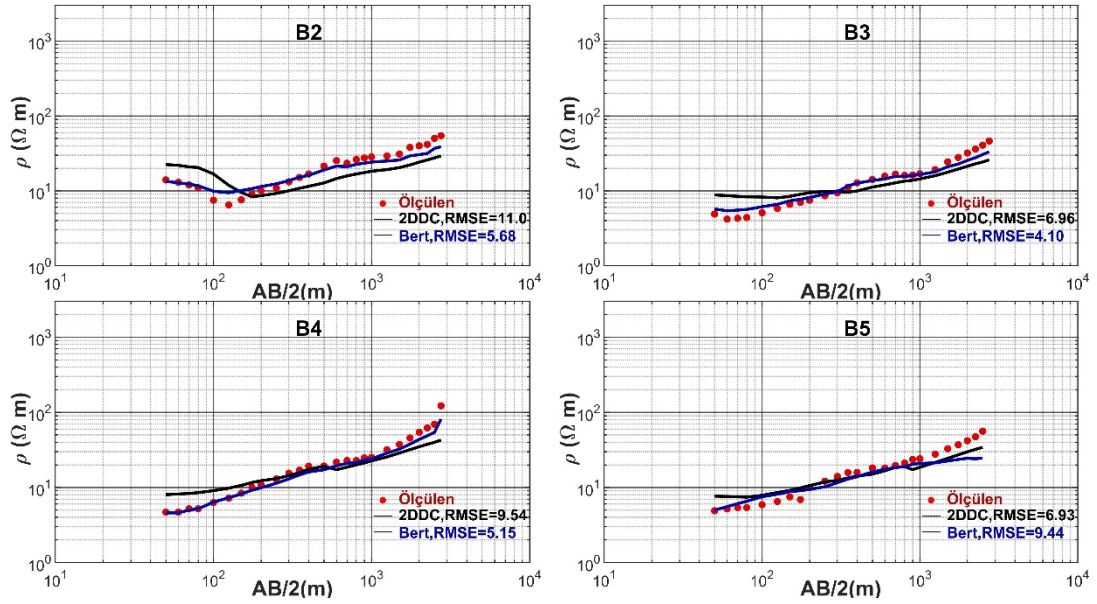


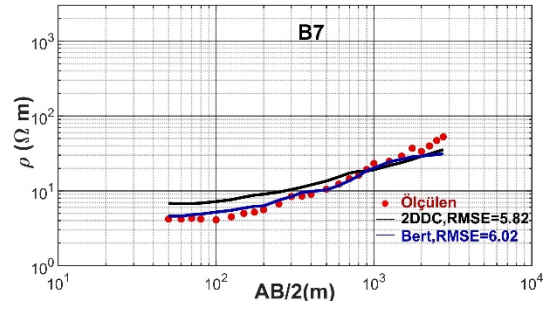
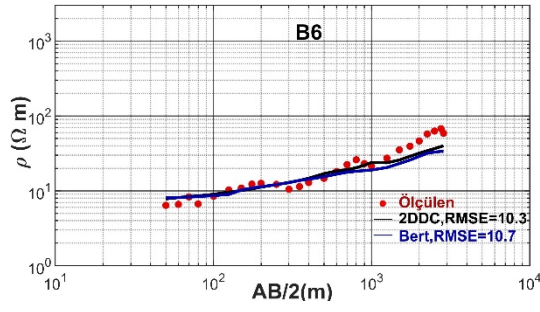
A Profili



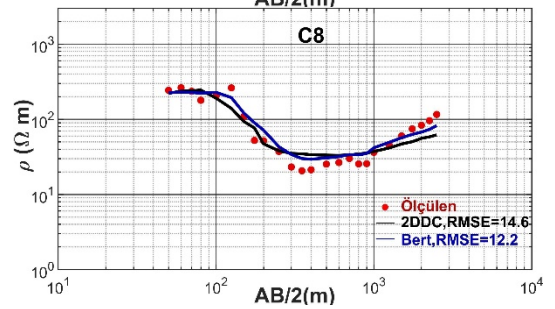
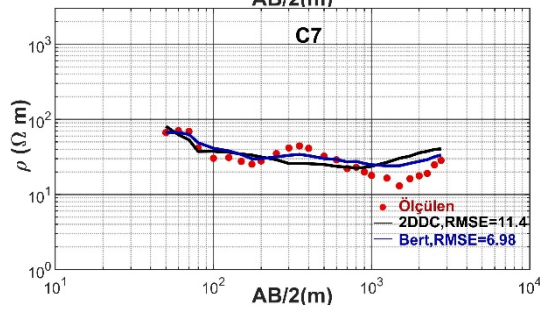
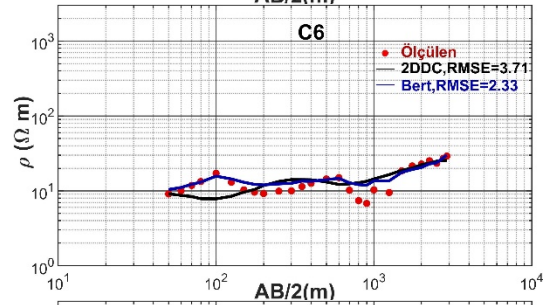
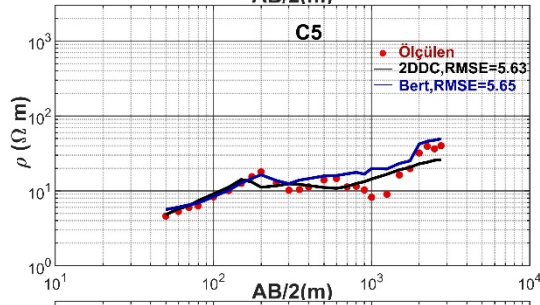
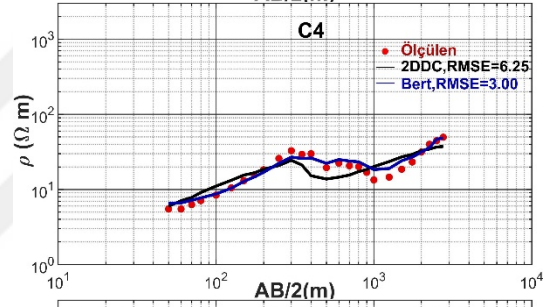
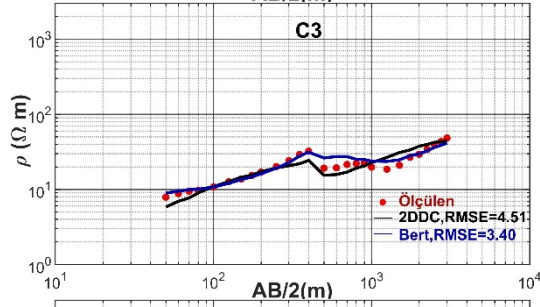
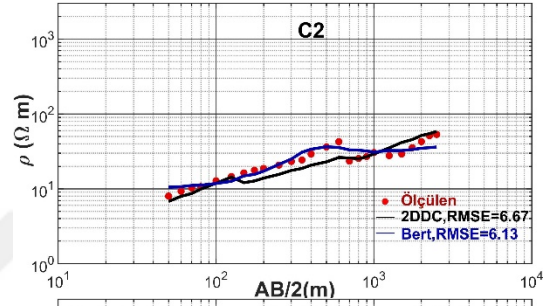
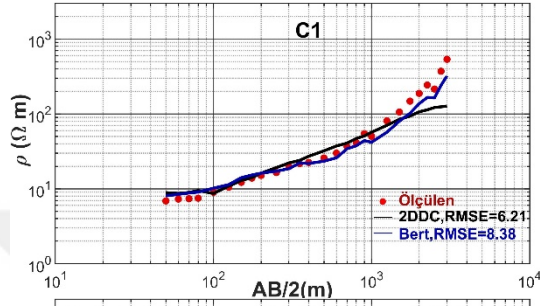


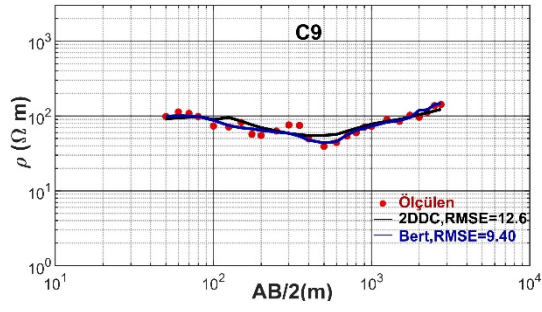
B Profili



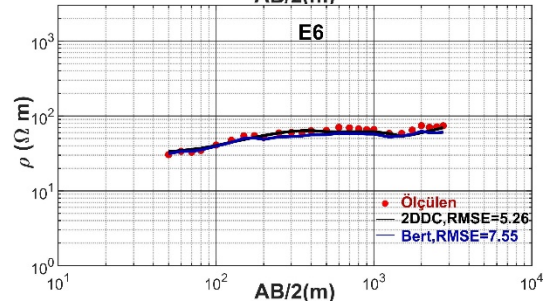
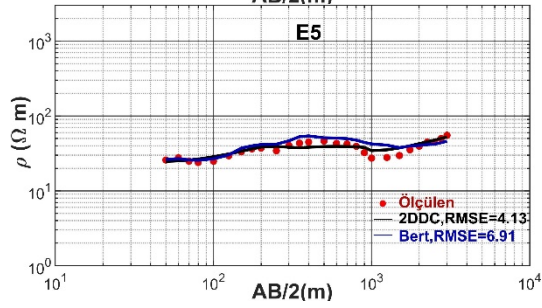
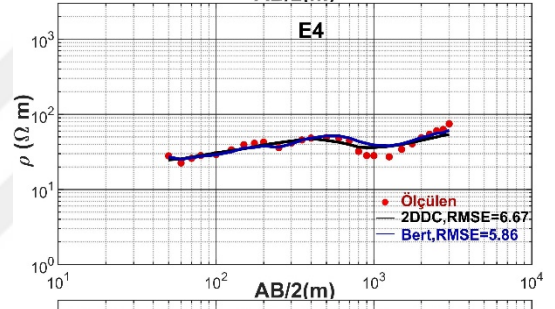
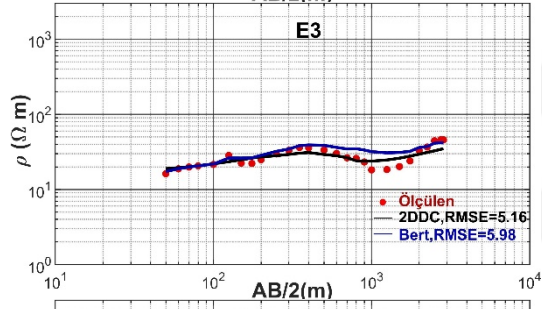
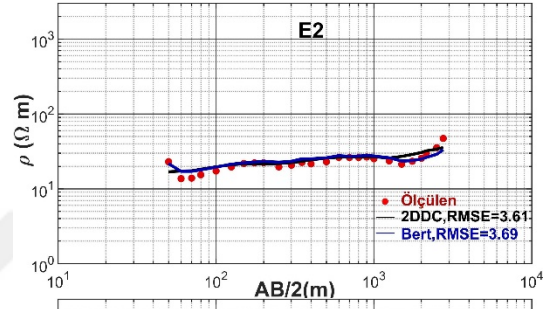
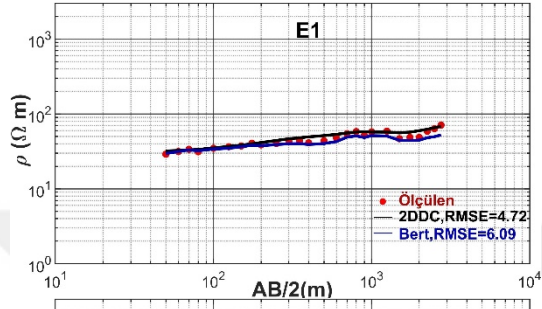


C Profili

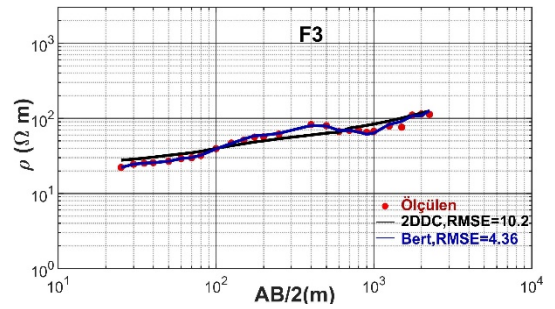
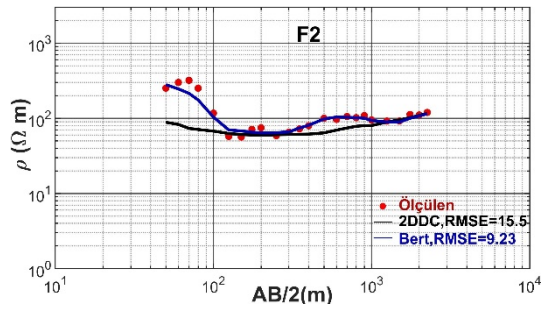


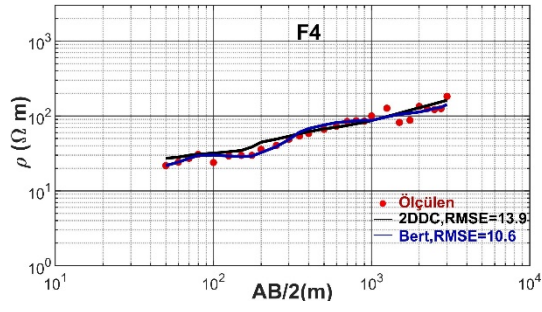


E Profili

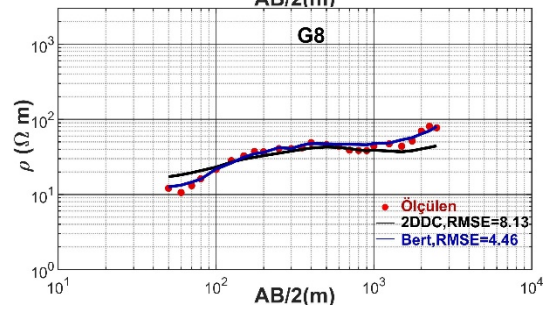
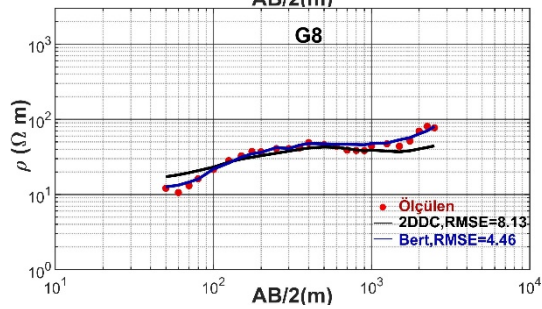
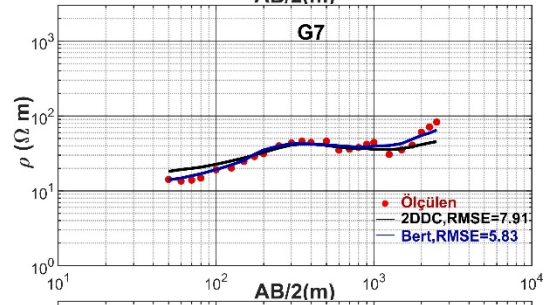
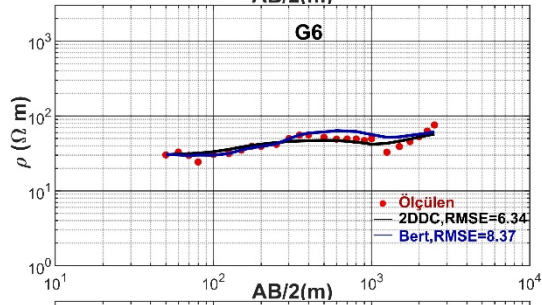
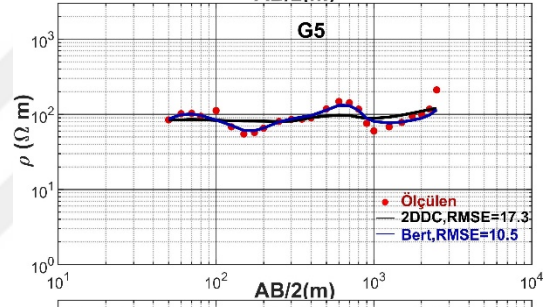
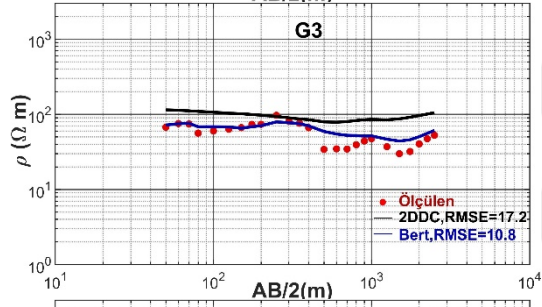
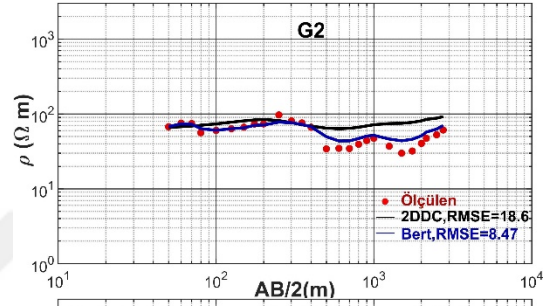
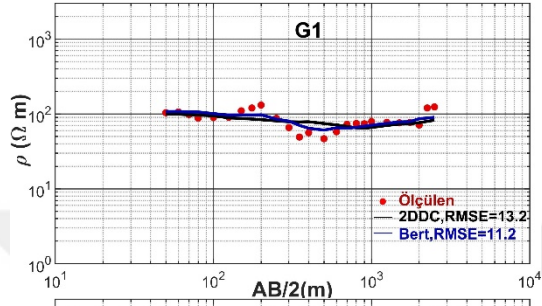


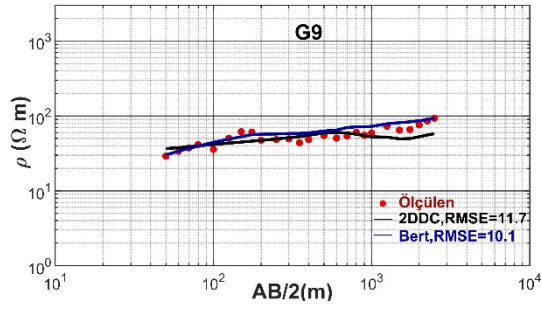
F Profili



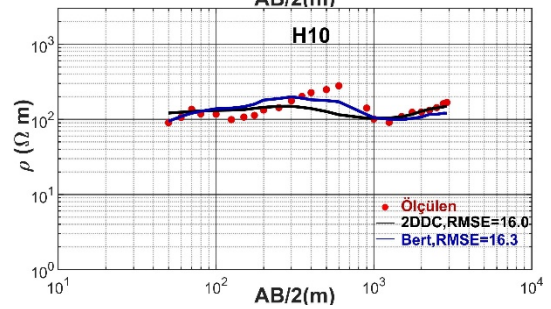
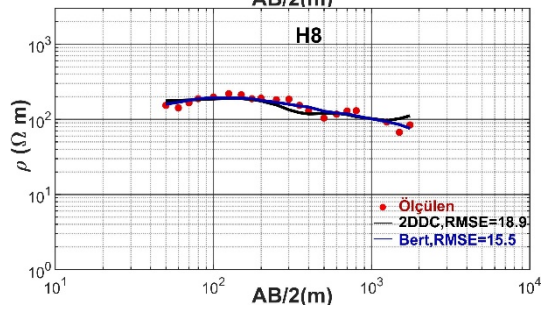
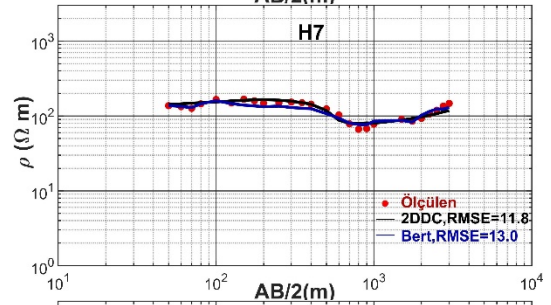
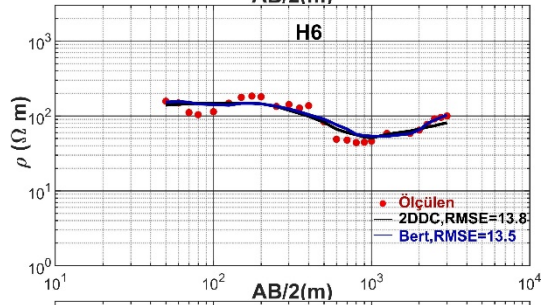
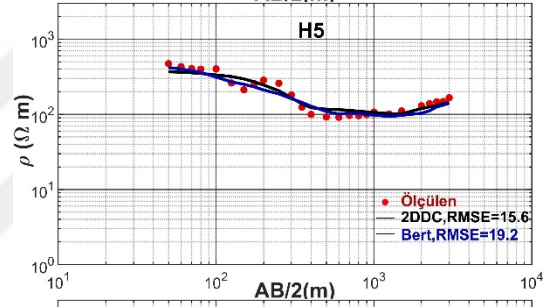
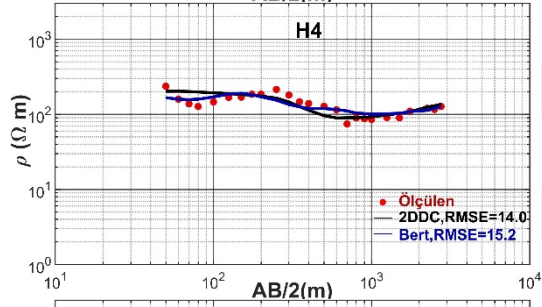
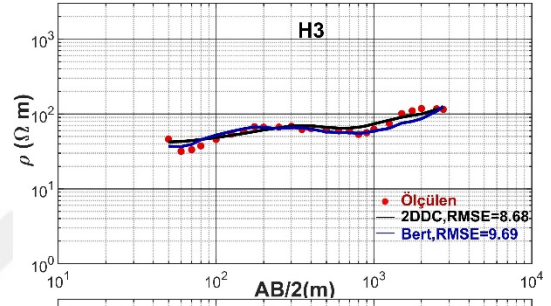
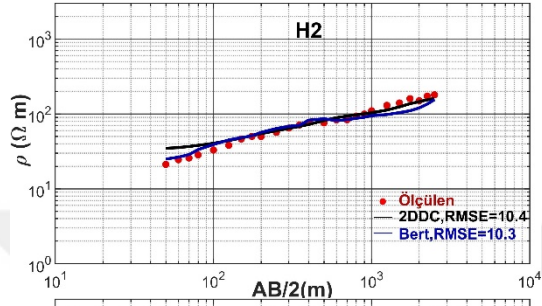


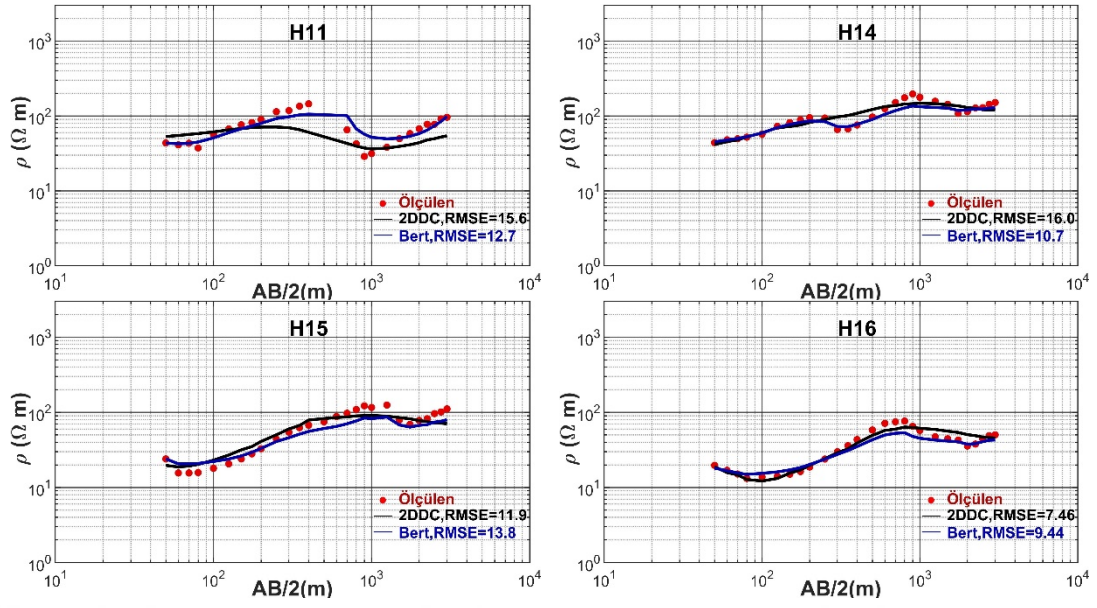
G Profili



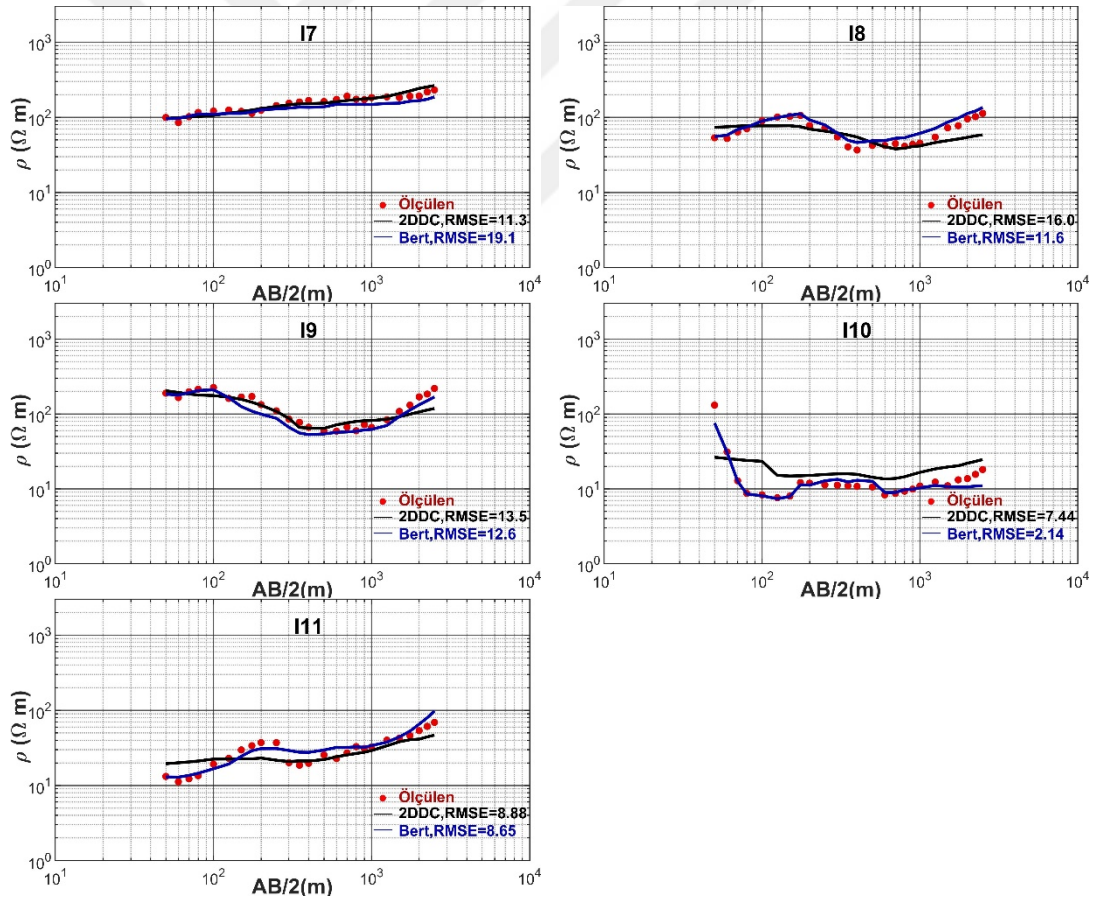


H Profili

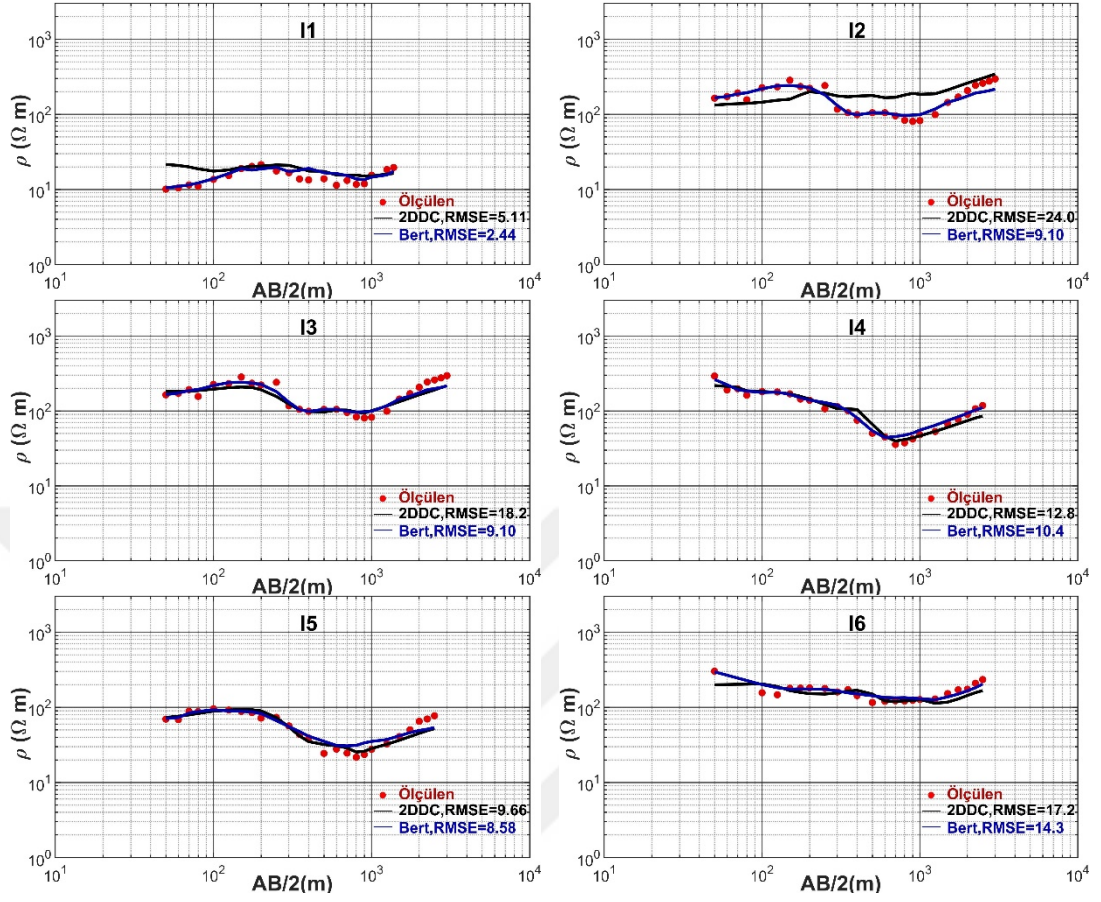




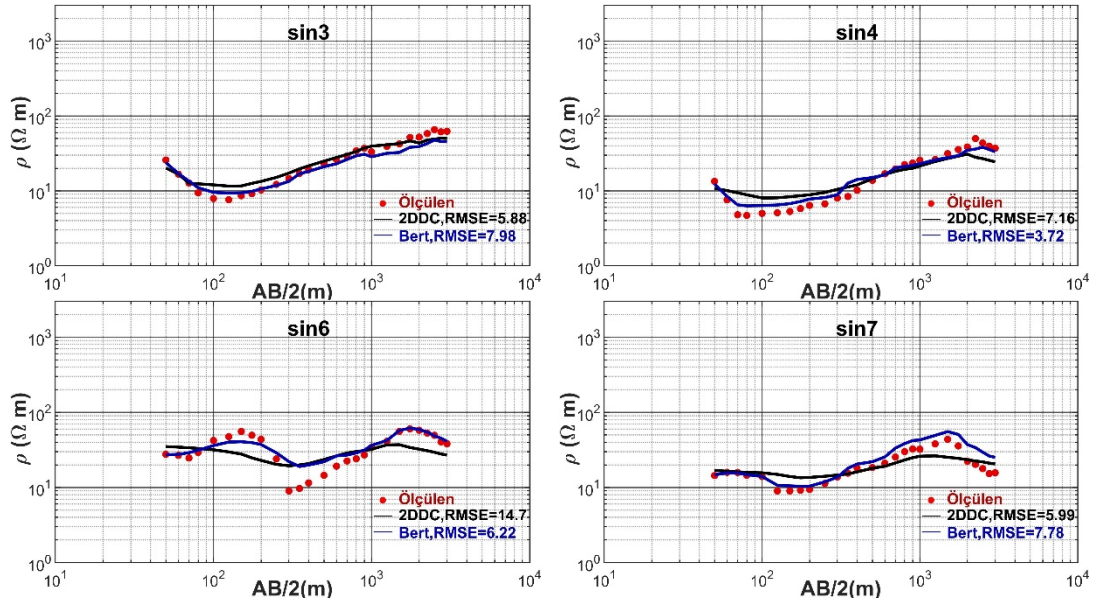
I1 Profili

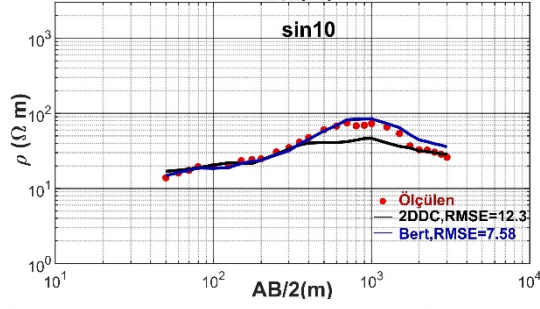
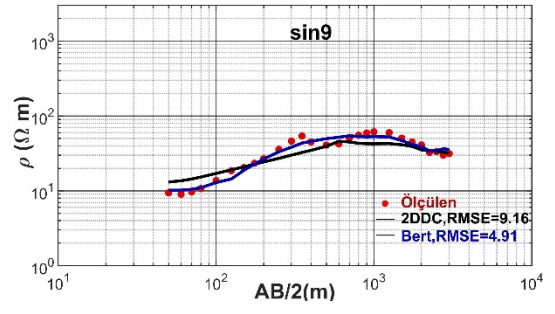
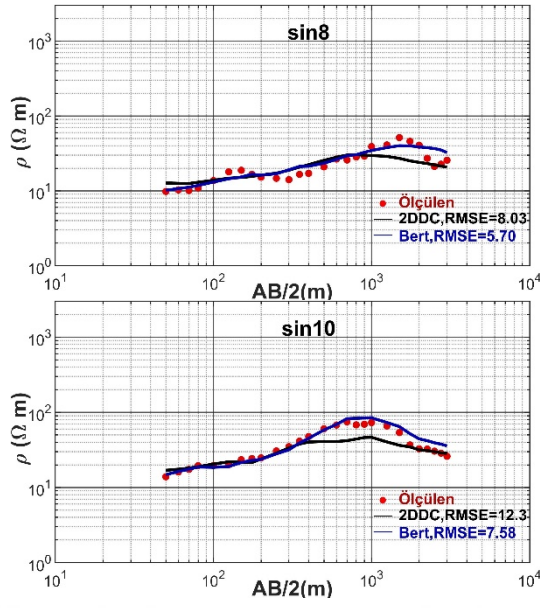


I2 Profili

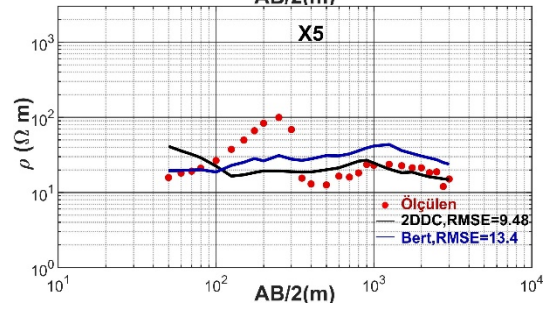
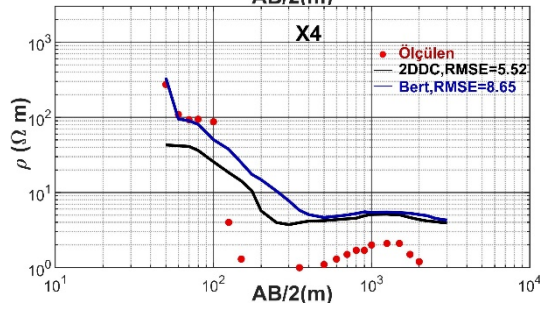
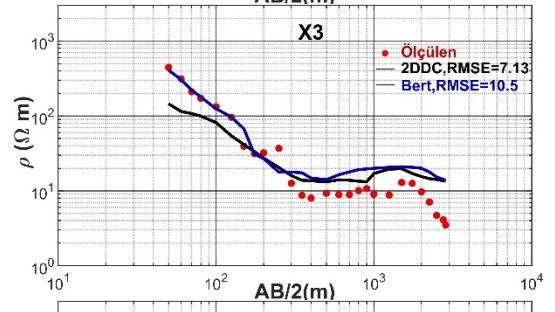
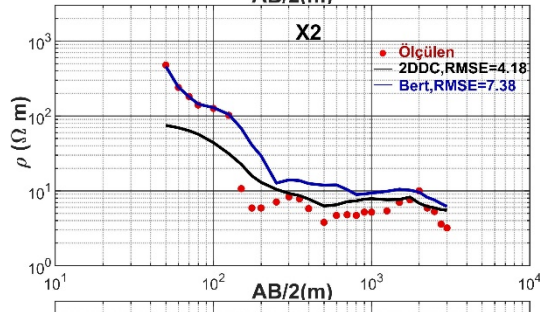
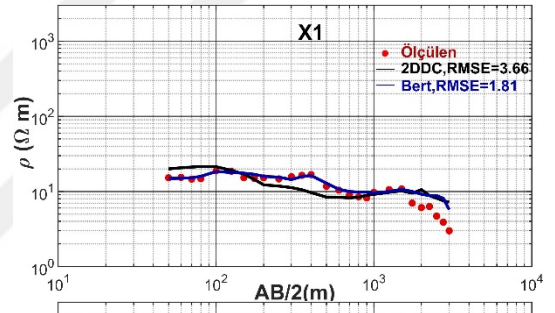
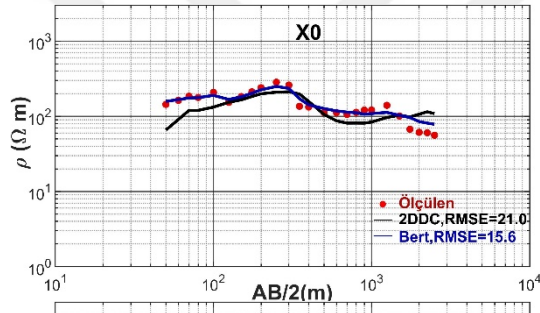


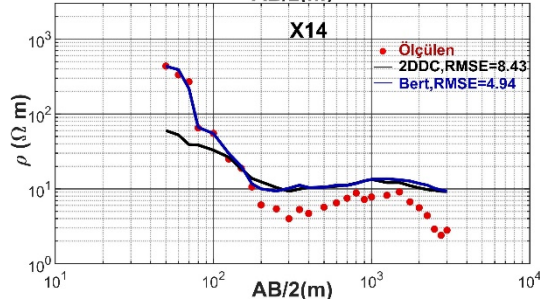
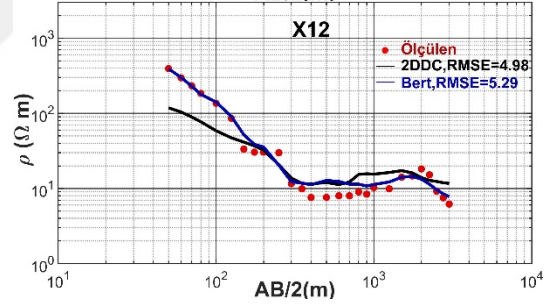
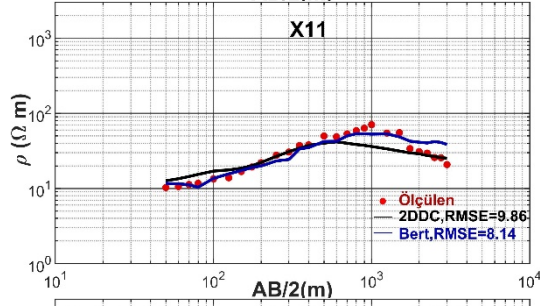
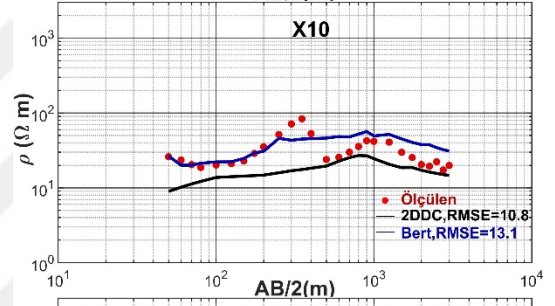
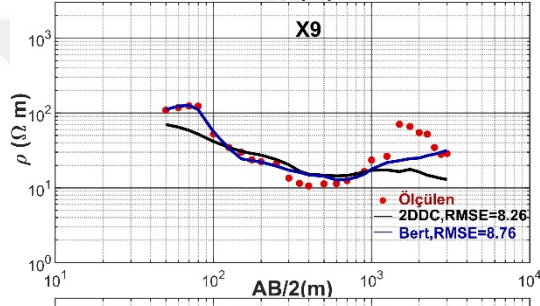
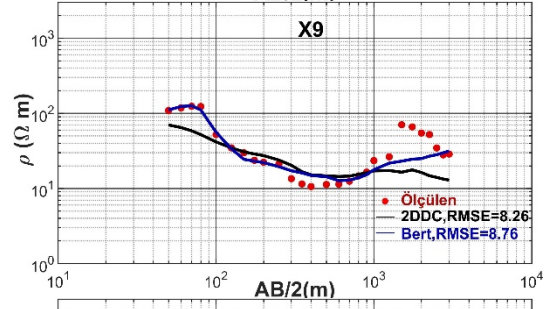
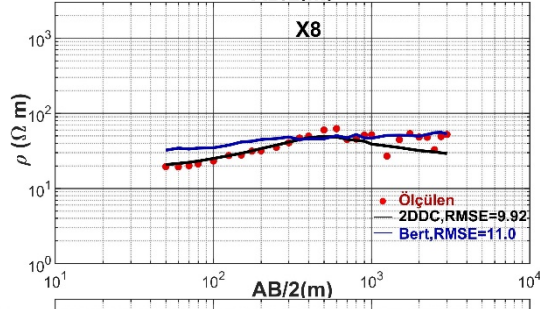
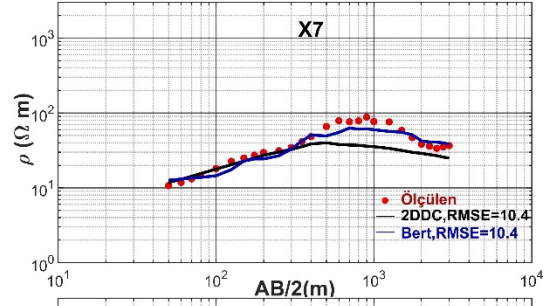
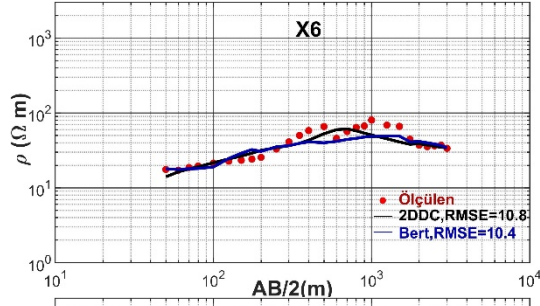
Sin Profili



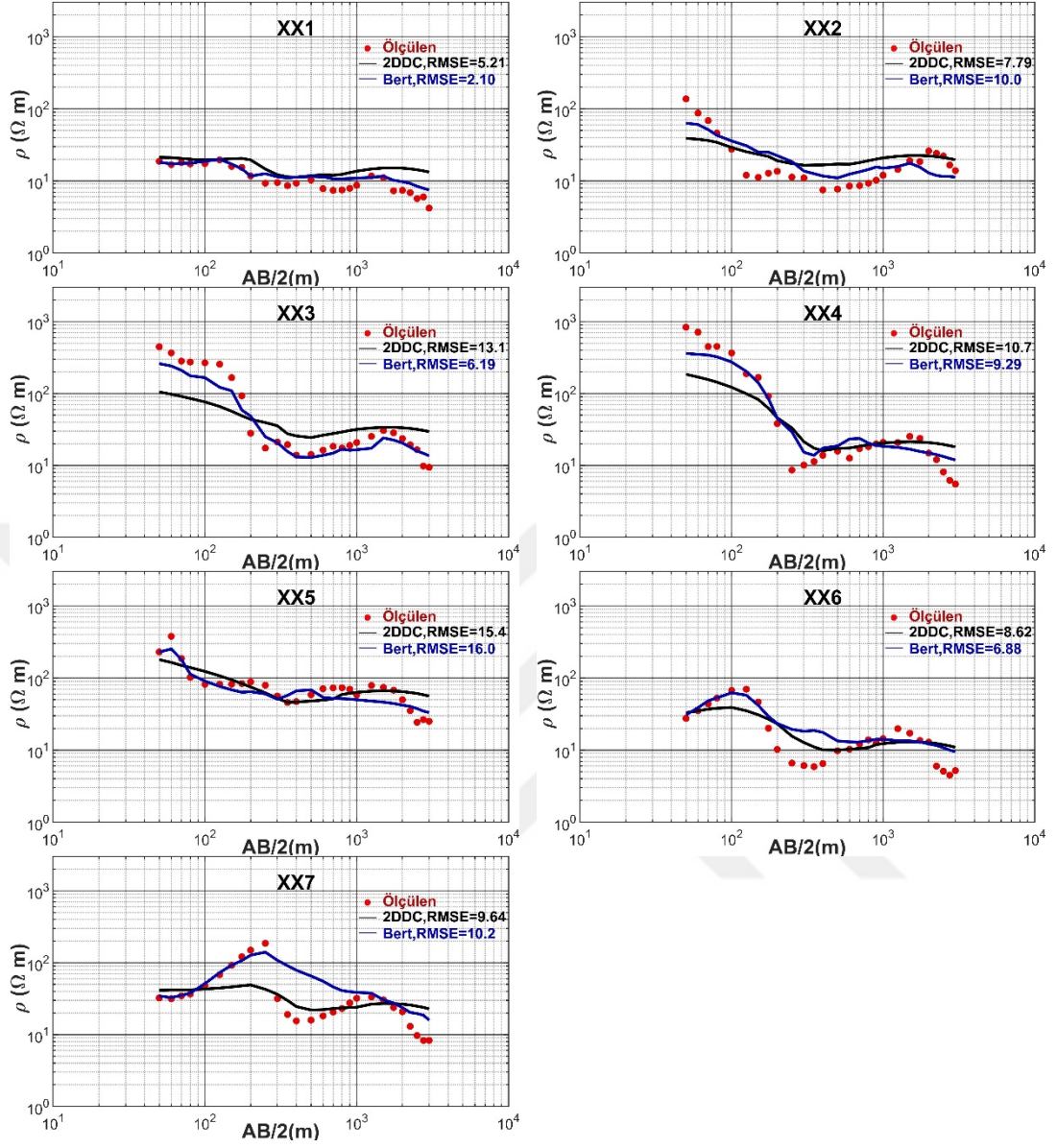


X Profili

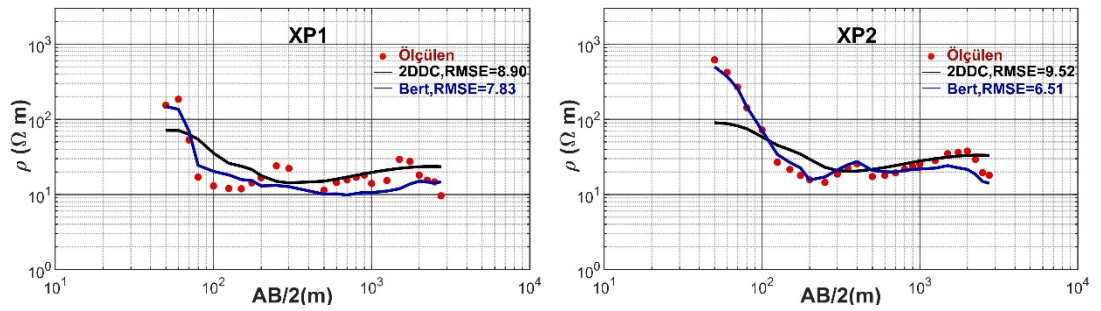


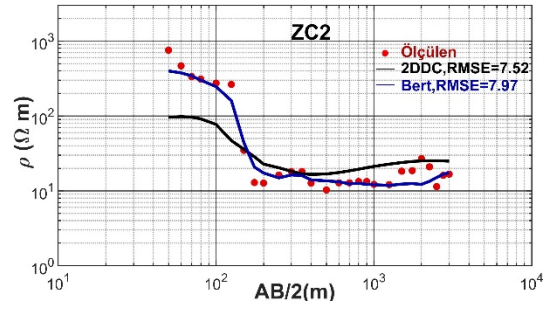
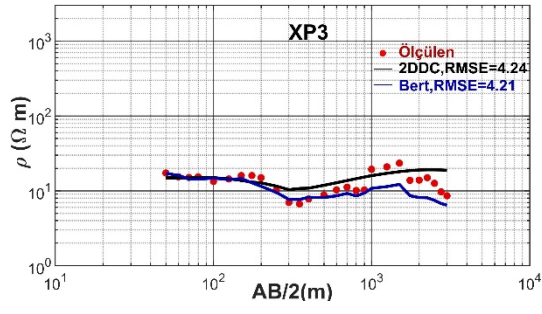


XX Profili

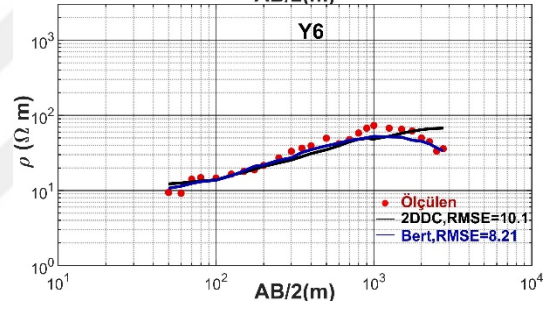
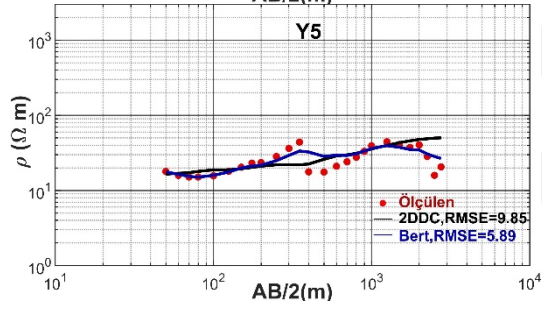
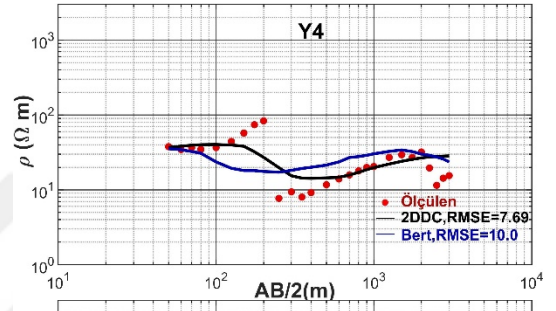
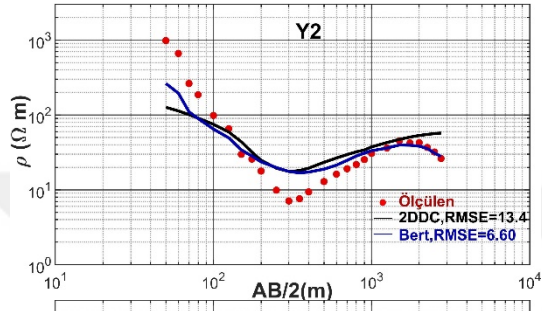


XP Profili



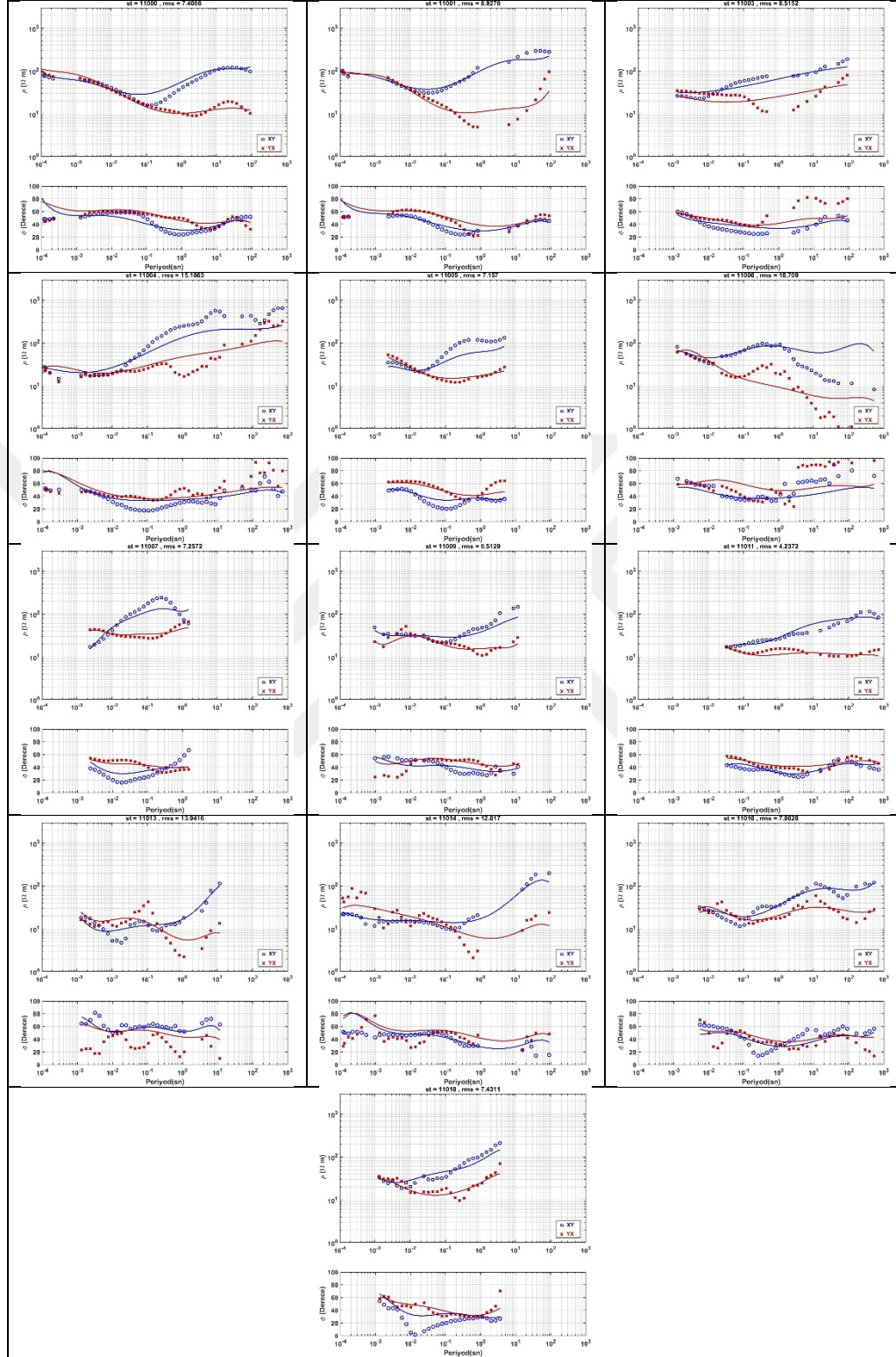


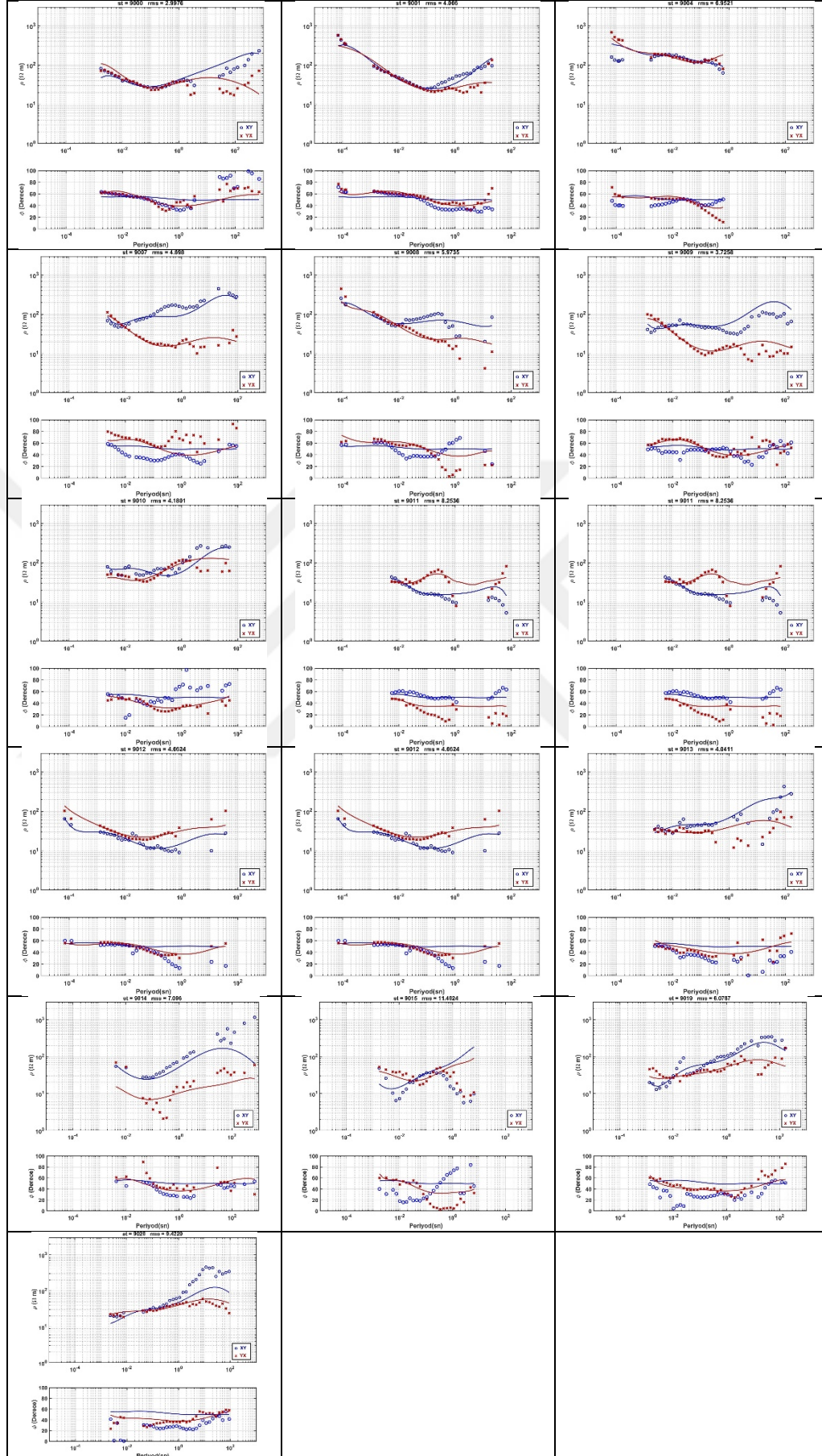
Y Profili

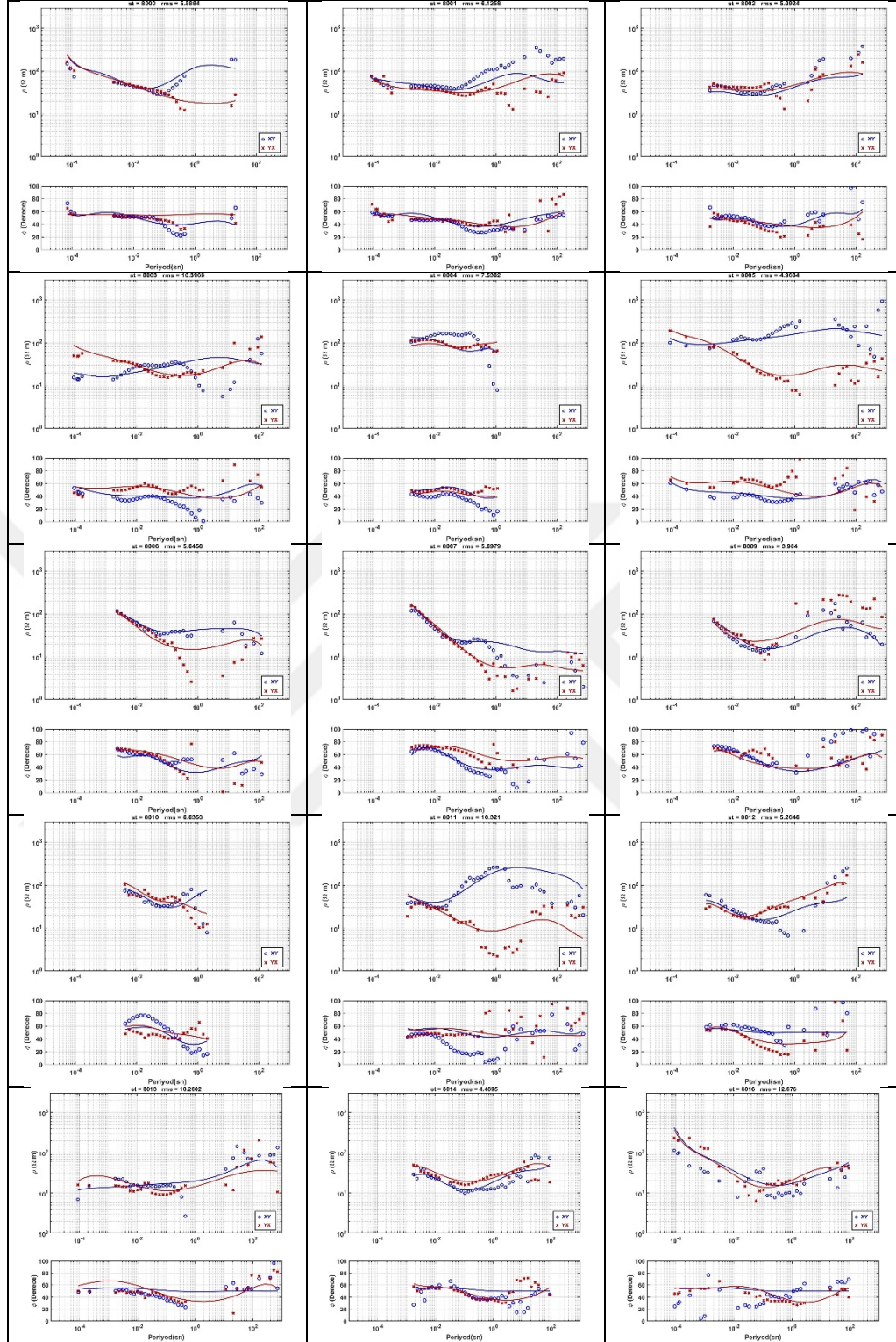


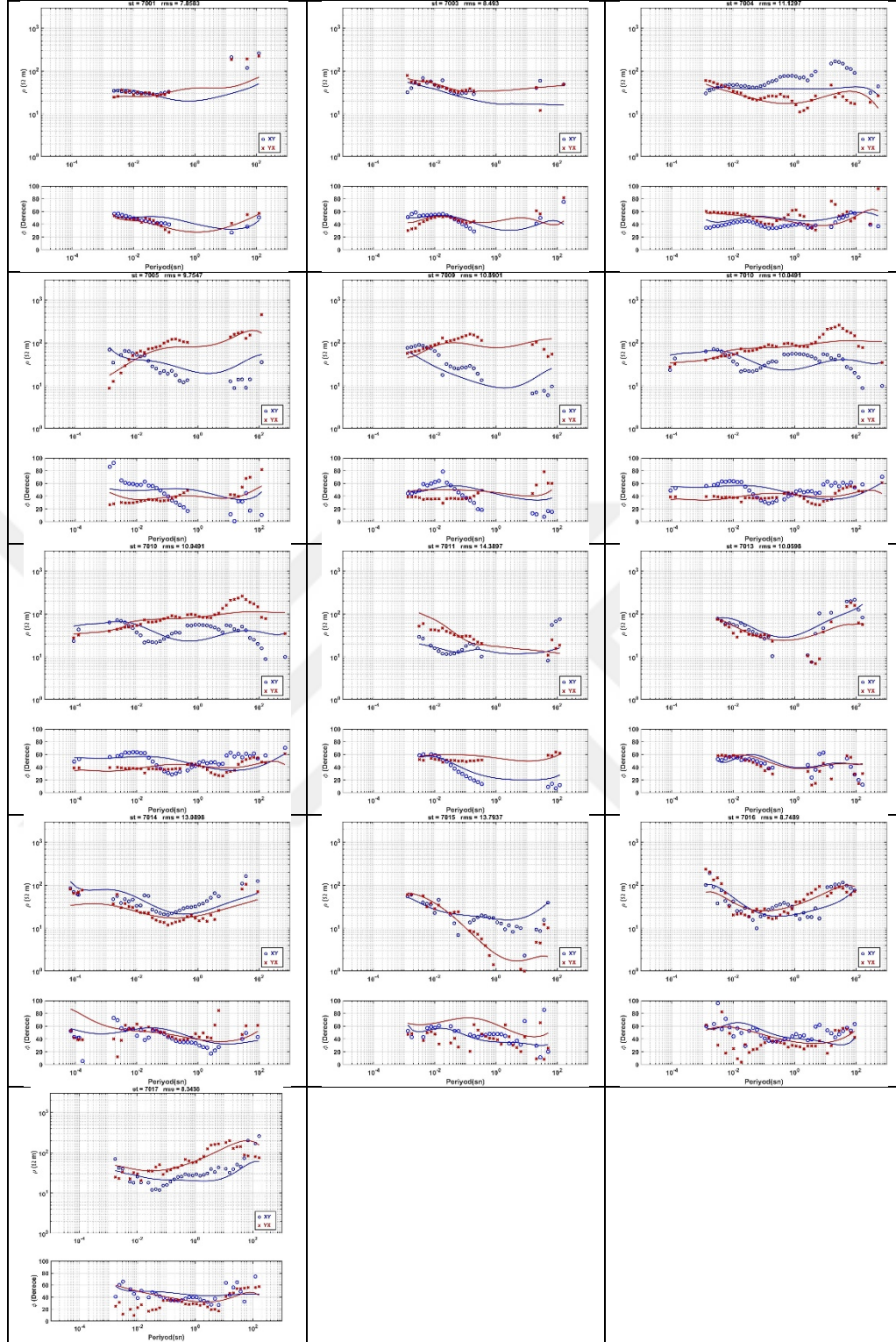
EK-B MT Ters Çözümü Sonucu Elde Edilen Eğriler

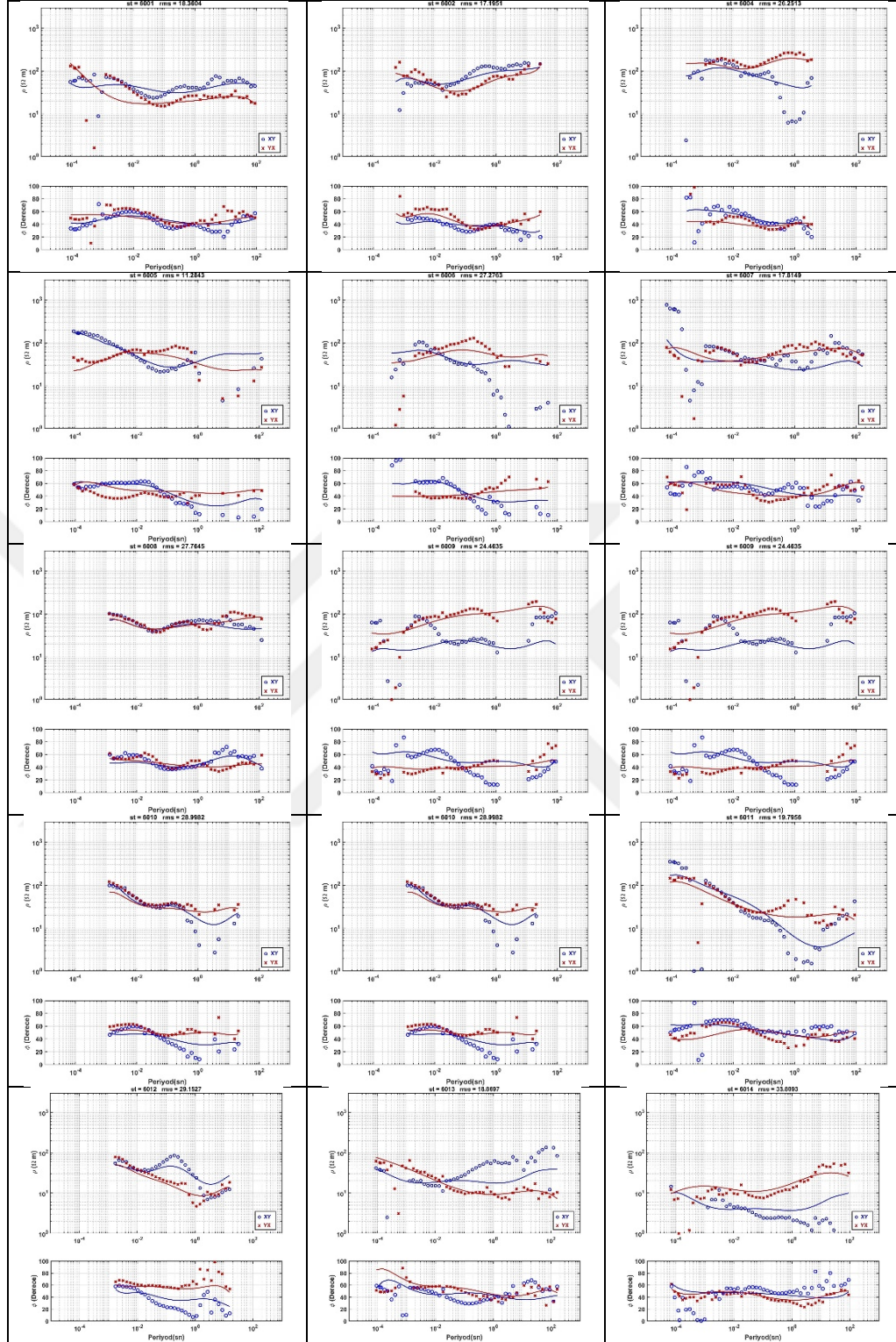
PR-11



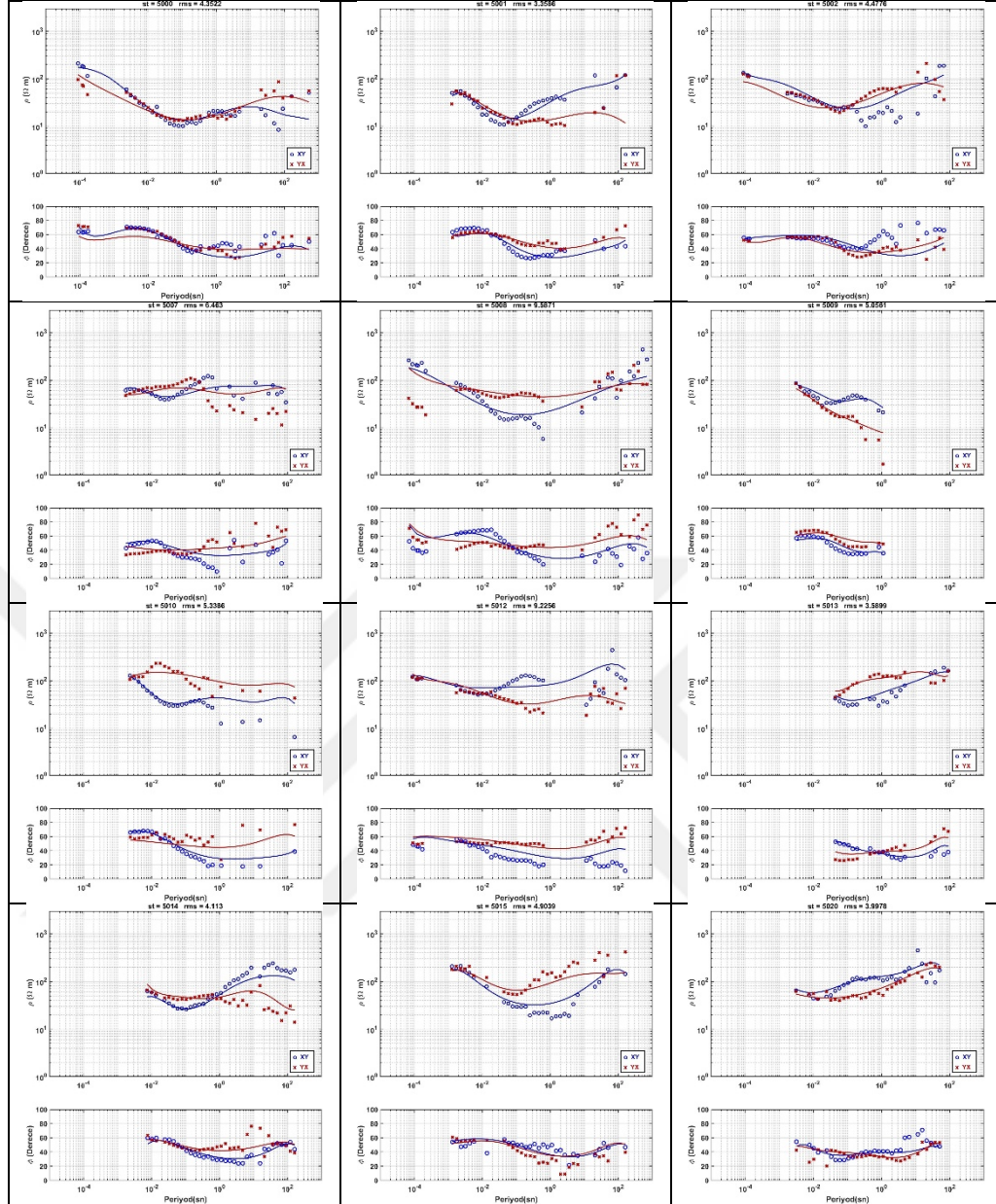




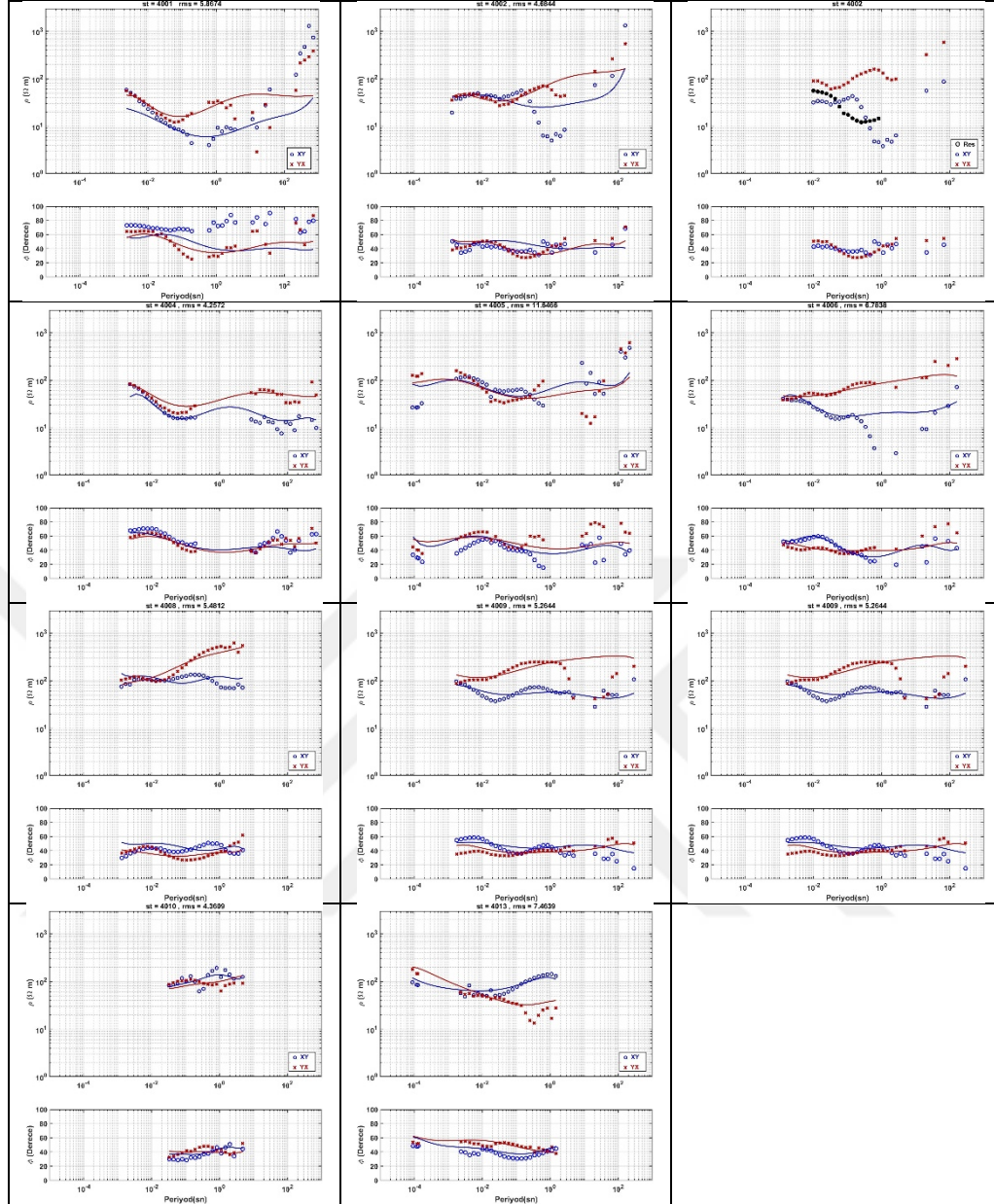


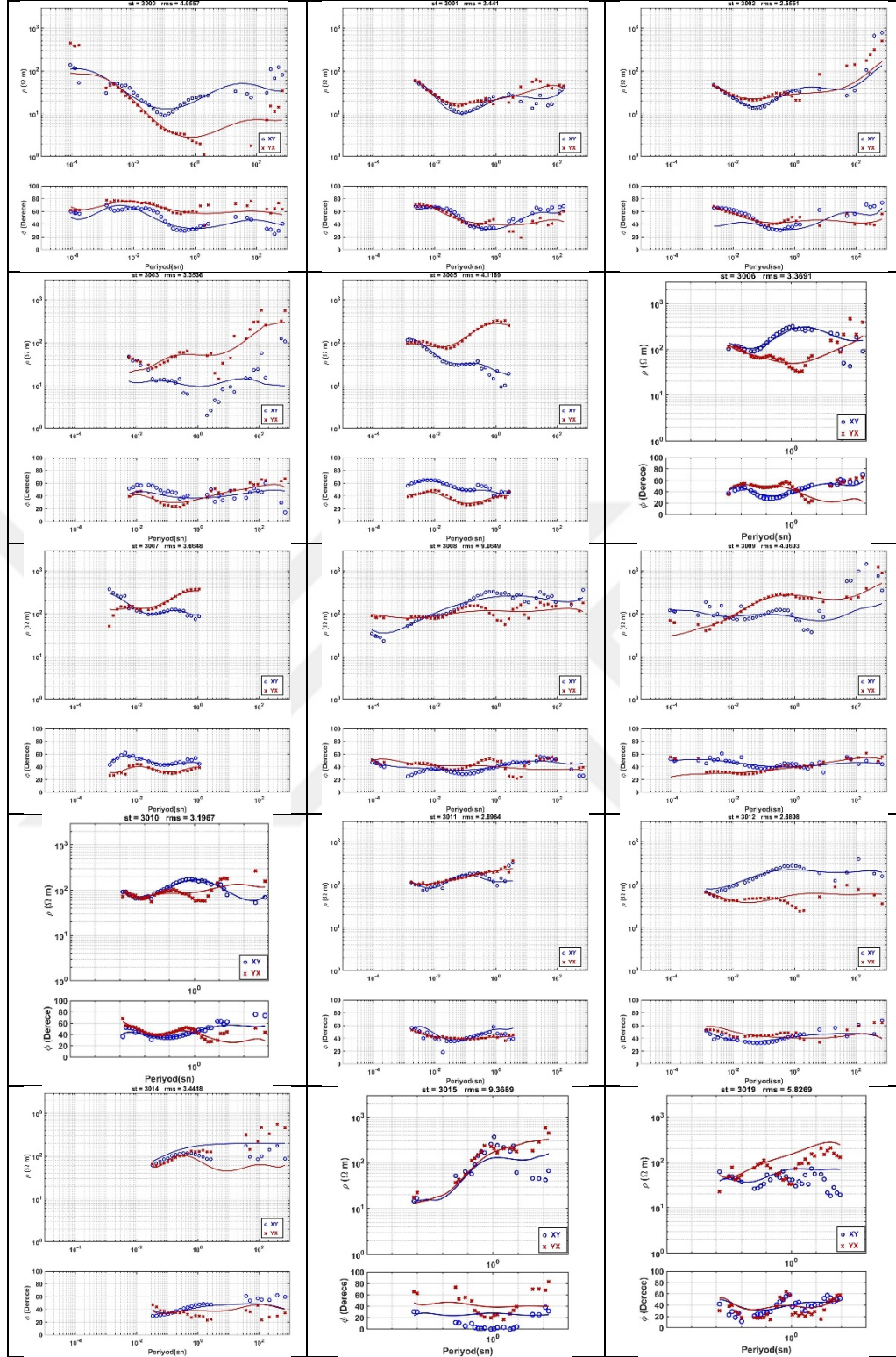


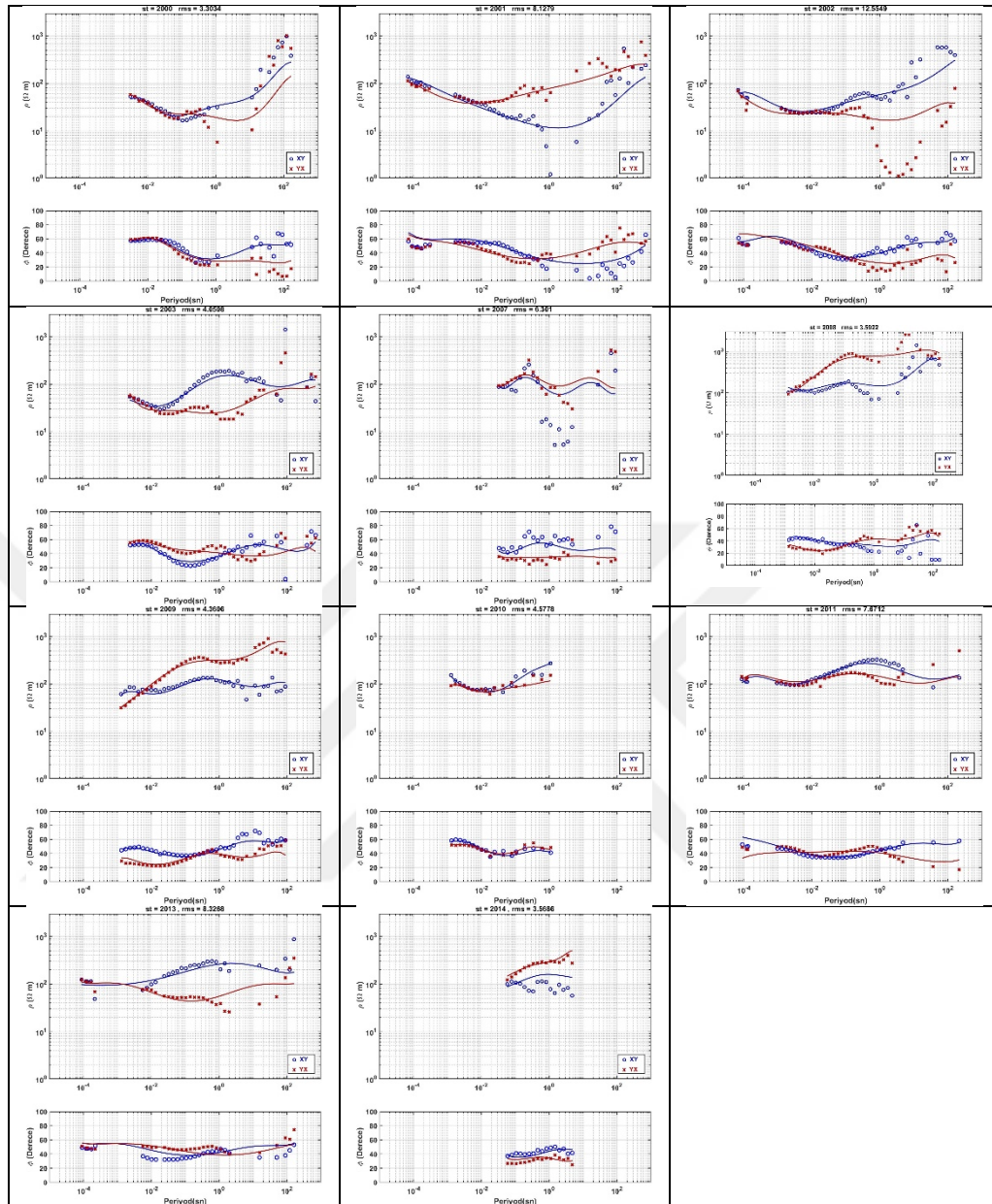
PR-5

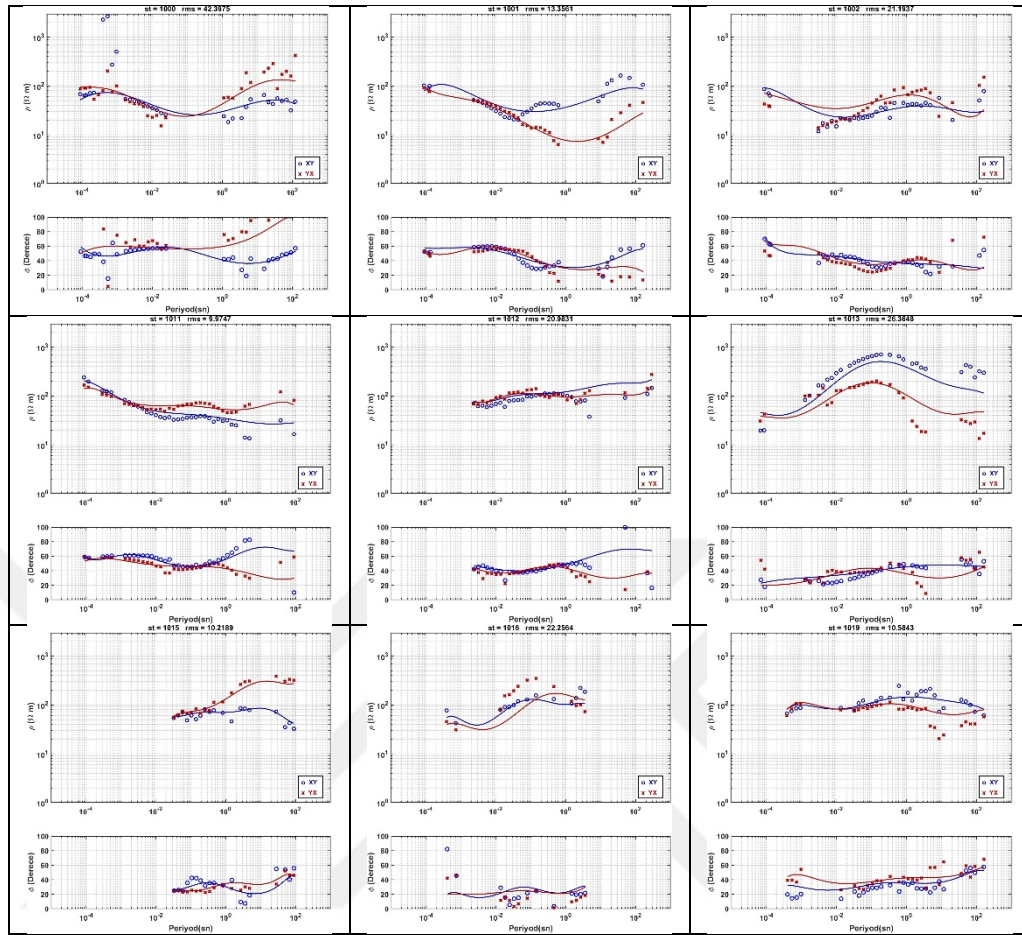


PR-4

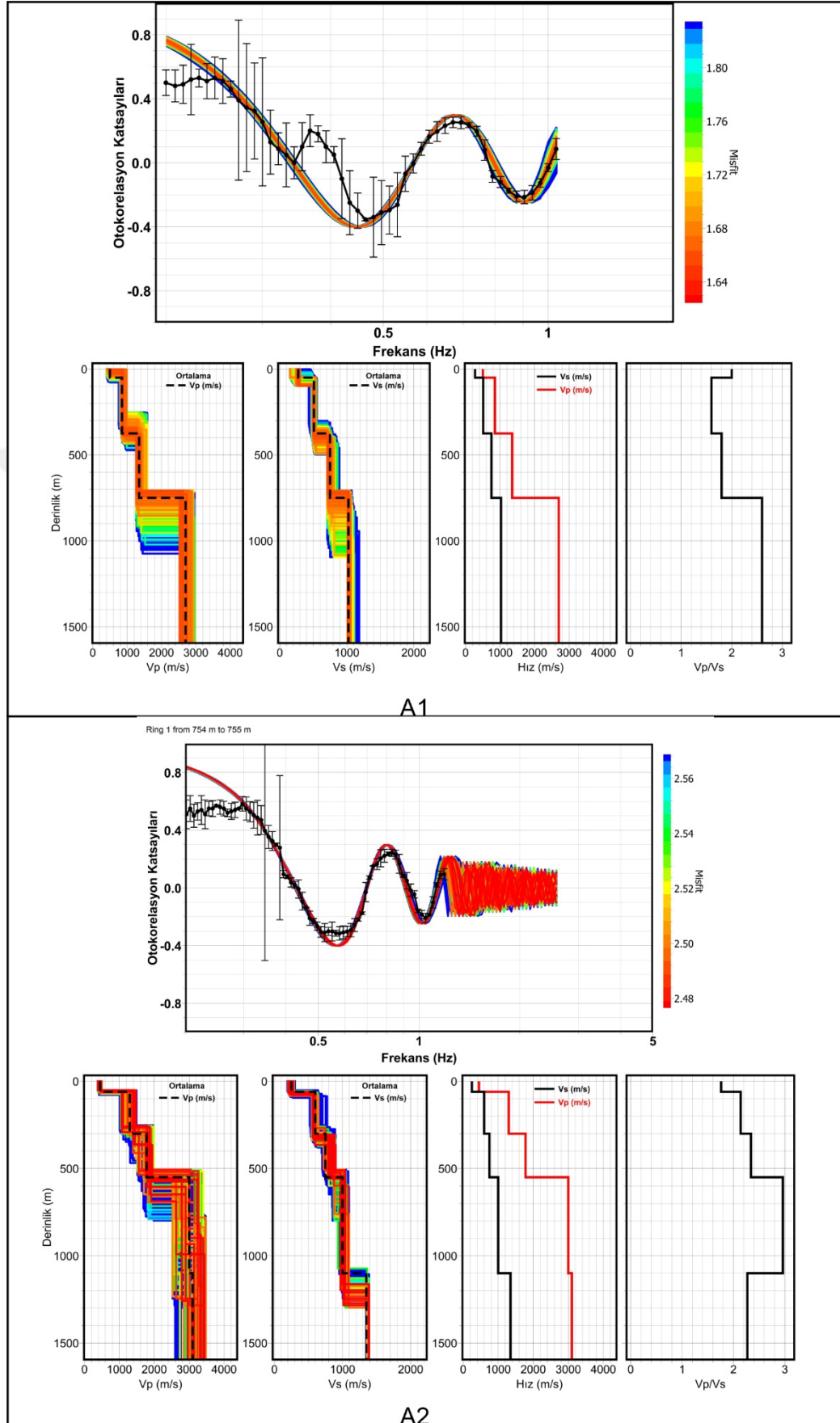


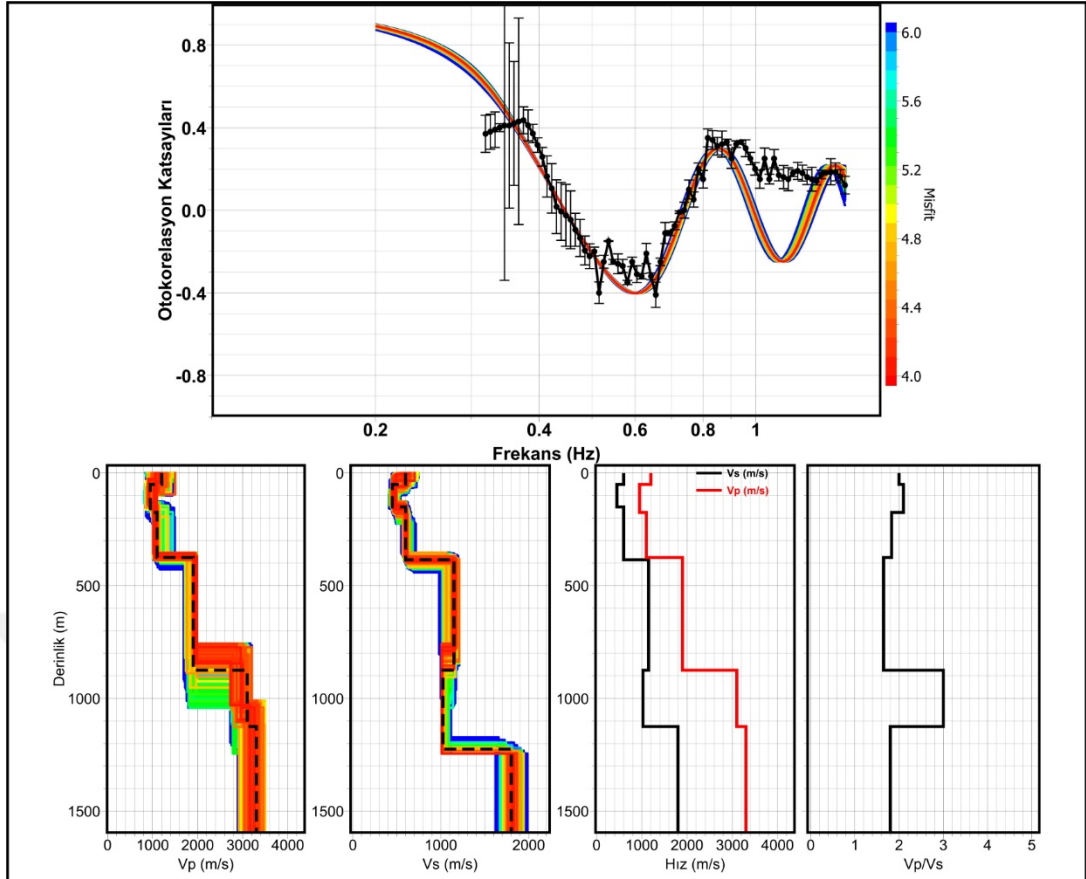




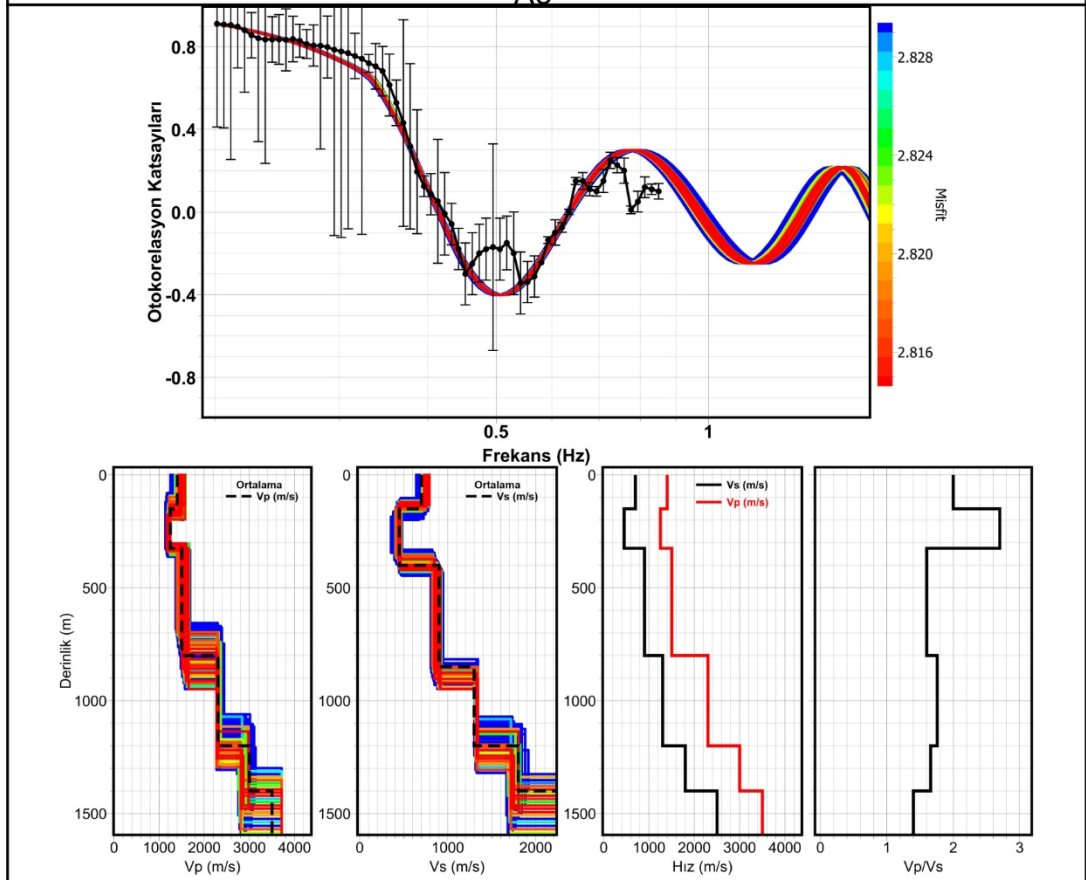


EK-C SPAC Çalışmaları Sonucu Elde Edilen Eğriler

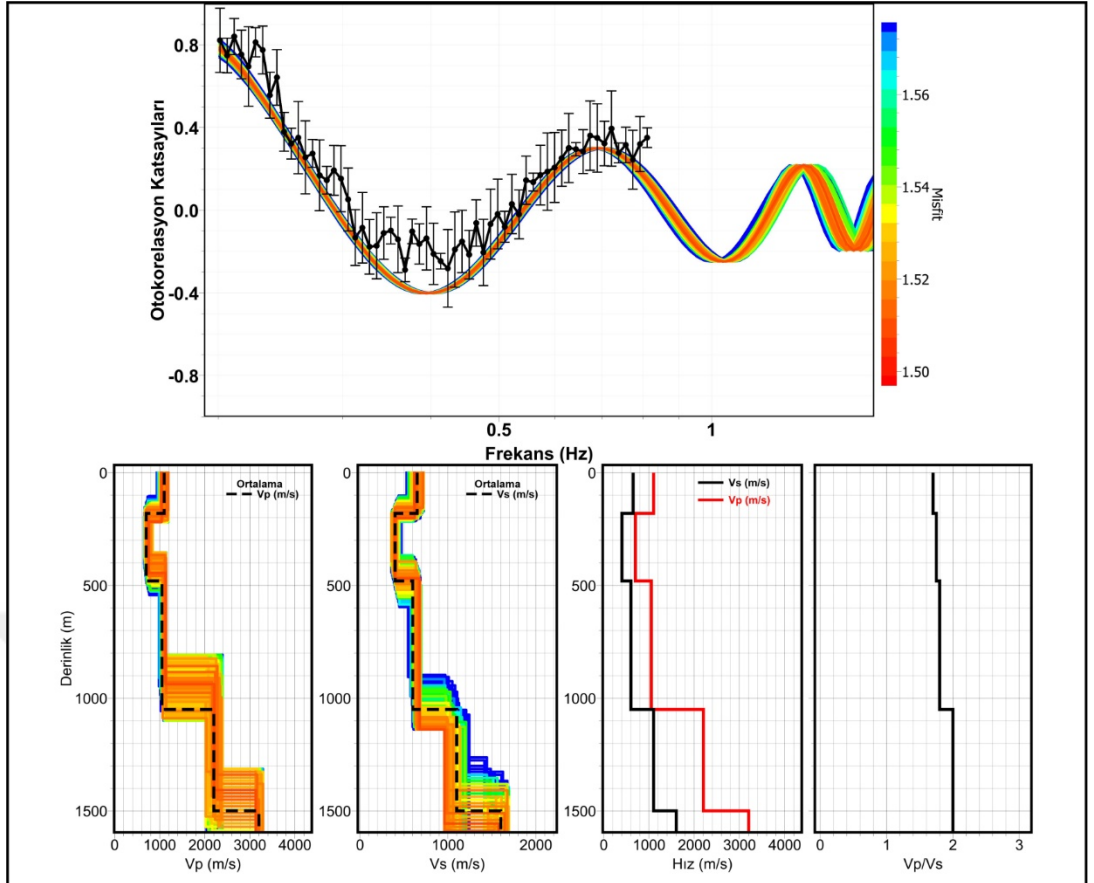




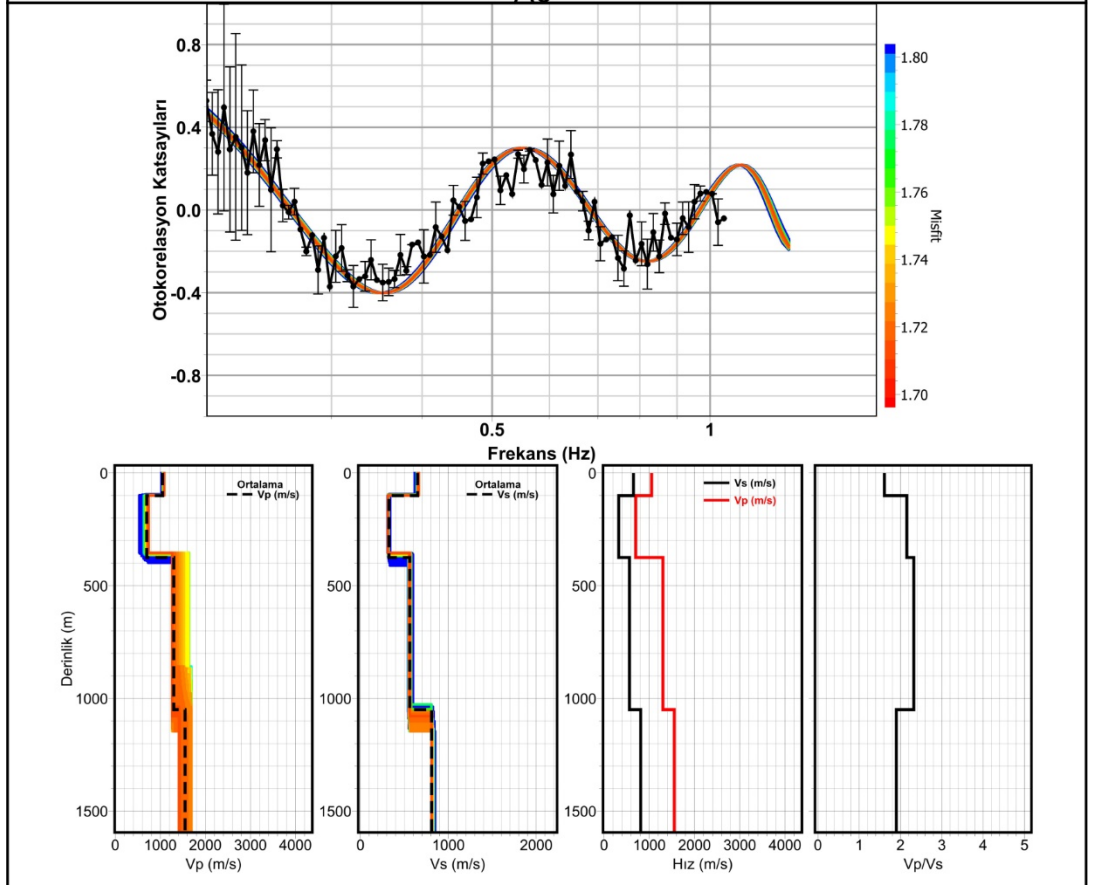
A3



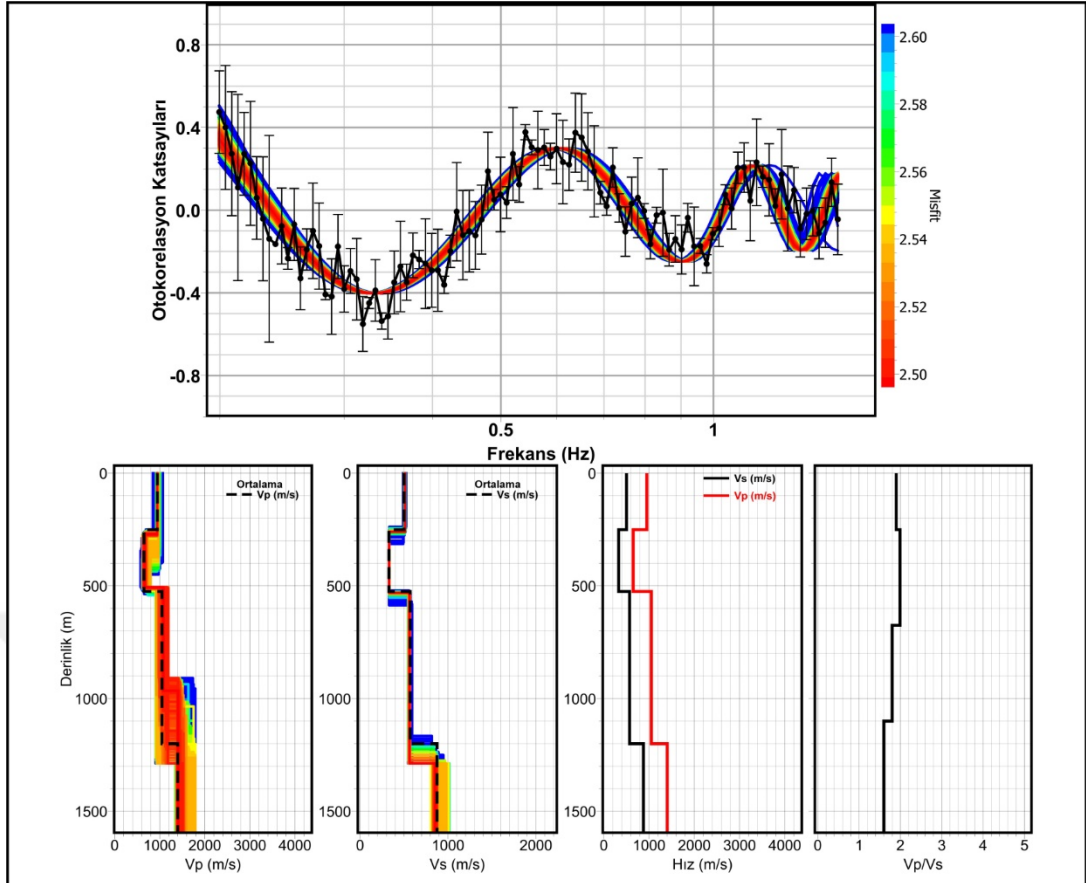
A4



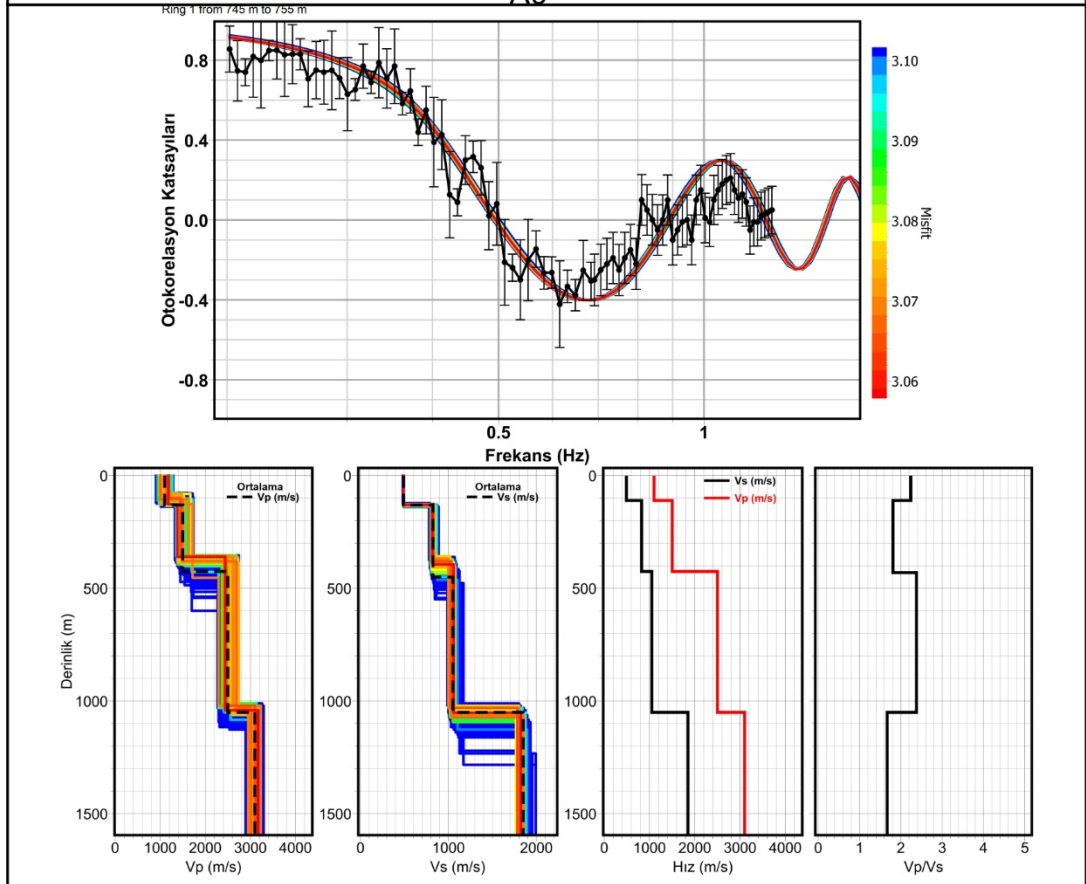
A6



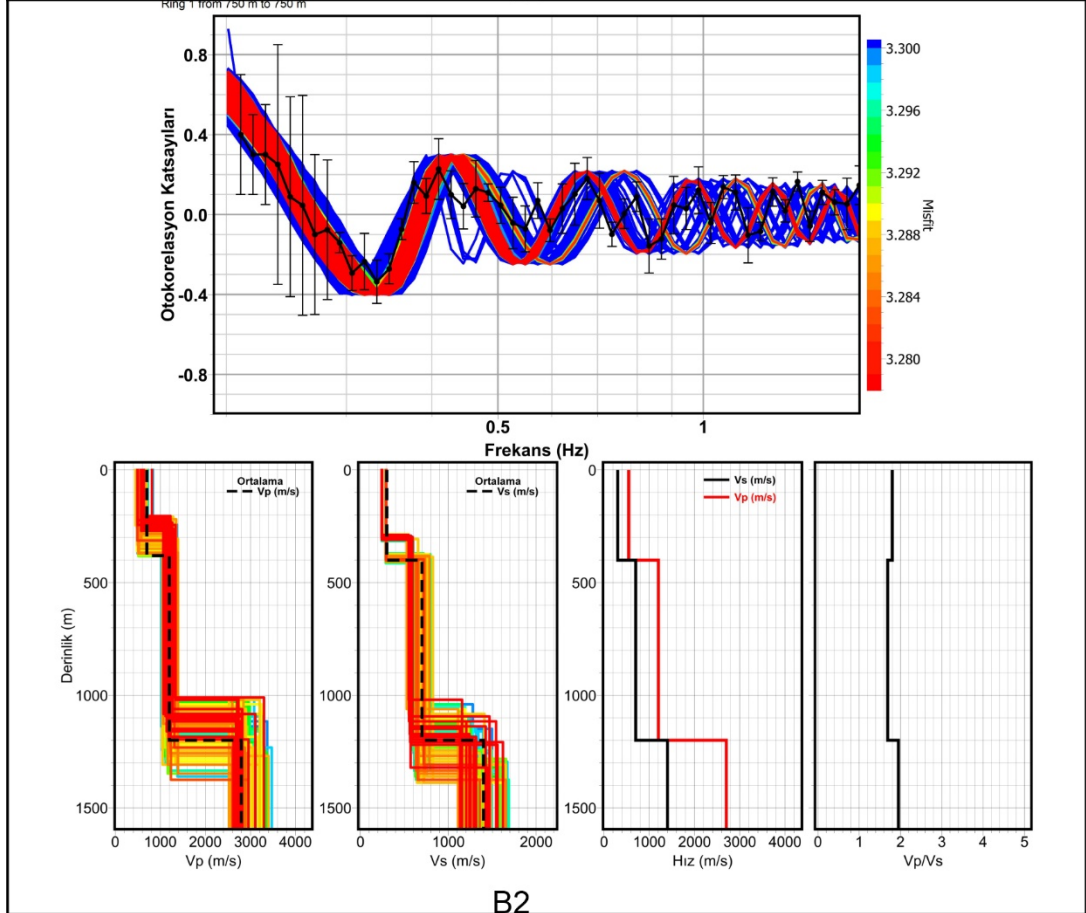
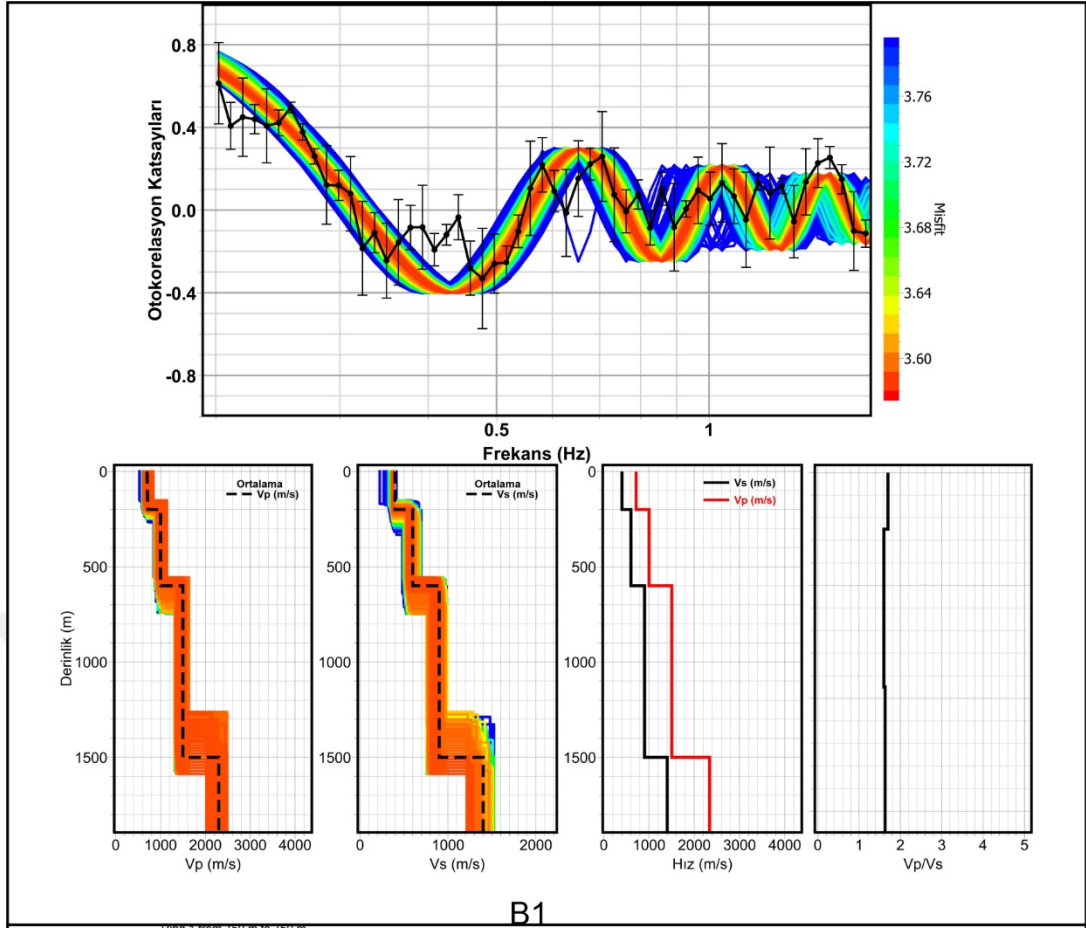
A7

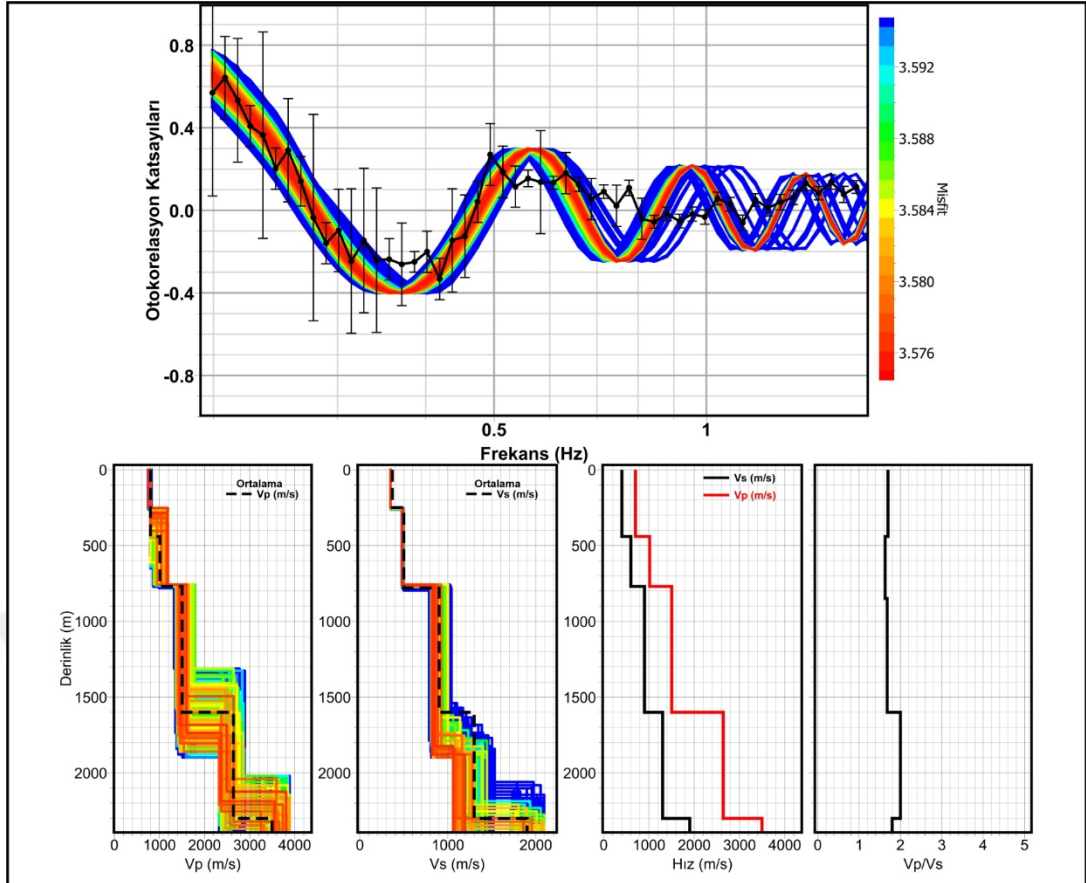


A9

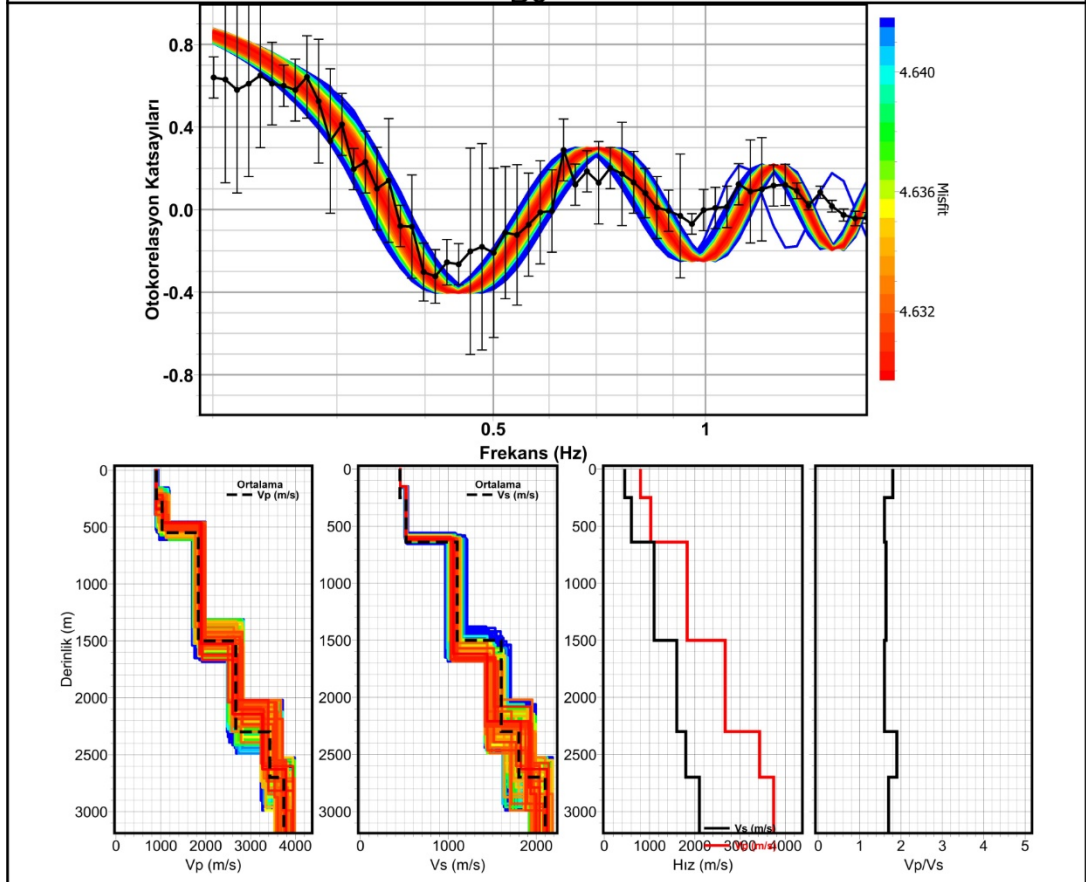


A10





B3



B4

